

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1964

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAIA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 5 1964 г.
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. С. Скорнякова. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана	3
Н. С. Скорнякова, П. Ф. Андрущенко. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана	21
Г. Ю. Бутузова. К познанию цеолитов гейландитовой группы (некоторые вопросы генезиса)	37
А. И. Гинзбург. Зависимость химического состава и физических свойств сапропелитов и сапрогумолитов от содержания микрокомпонентов группы альгинита	51
Л. И. Боголюбова. Особенности вещественно-петрографического состава «темно-коричневых» и «светло-коричневых» мягких бурых углей	68
В. Н. Нестеров. Состав золы клареновых углей как показатель геохимических условий угленакопления	79
Г. Р. Кирпаль. Тургайская бокситоносная провинция	88
А. И. Смирнов. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов	96

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Б. Ф. Горбачев, В. В. Власов, Б. С. Ситдилов. Об особенностях формирования аутигенного анатаза в зоне катагенеза	105
И. Н. Степанов. О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза	109
А. Г. Алиев, В. Л. Галин, Ф. Г. Шарафутдинов. Диатомито-спонголитовые образования в палеогеновых отложениях Дагестана	110
С. В. Литвин, М. Е. Долуда. Литолого-минералогическая характеристика глинистых пород верхнего карбона области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине	113
П. А. Карпов. Некоторые закономерности изменения пористости терригенных пород в зависимости от глубины залегания (на примере девонских отложений Волгоградской области)	118

ХРОНИКА

В. С. Трофимов. Второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых СССР	122
---	-----

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

В. П. Маслов. Люсьен Кайё (к 100-летию со дня рождения и 20-летию со дня смерти)	126
На обложке — вышедшая литература по литологии — Труды ГИНа	

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5 1964
SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

N. S. Skorniakova. Disseminated iron and manganese in the Pacific Ocean sediments	3
N. S. Skorniakova, P. F. Andruschenko. Iron-manganese concretions of the Pacific Ocean	21
G. Yu. Butuzova. To the appraisal of zeolites from the heulandite group (some problems of genesis)	37
A. I. Ginzburg. Dependence of chemical composition and physical properties of sapropelites and saprohumolites upon the content of alginite group microcomponents	51
L. I. Bogoliubova. On the material-petrographic composition of some types of soft brown coals	68
V. N. Nesterov. Ash composition of clarain coals as an indicator of the geochemical conditions of coal accumulation	79
G. R. Kirpal. Regularities in the distribution of bauxite deposits in Turgai depression	88
A. I. Smirnov. Specific features in the formation of various types of marine phosphorites	96

SHORT NOTES

B. F. Gorbachev, V. V. Vlasov, B. S. Sitdikov. On the specific features in the formation of authigenous anatase in the catagenesis zone	105
I. N. Stepanov. Weathering processes in an ice type of lithogenesis	109
A. G. Aliev, V. L. Galin, F. G. Sharafutdinov. Diatomite-spongolite forms in Paleogene deposits of Daghestan	110
S. V. Litvin, M. E. Doluda. Lithological and mineralogical characteristic of Carboniferous clay rocks in the transition area from Donetsk Basin to the Dnieper-Don depression	113
P. A. Karpov. Some regularities in porosity variations of terrigenous rocks depending upon the depth of occurrence (by the example of Devonian deposits in Volgograd area)	118

CHRONICLE

V. S. Trofimov. Second Conference on the geology of placers	122
---	-----

MEMORABLE DATES

V. P. Maslov. Lucien Cayeux (To the 100-th anniversary of his birth and 20-th anniversary of his death)	126
On the cover — literature of lithology (Transactions of the Geological Institute of the Academy of Sciences of the USSR)	

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-13864 Подписано к печати 2/Х-1964 г. Тираж 980 экз. Зак. 5310
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4. Печ. л. 11,2+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,8

2-я типография издательства «Наука», Москва, Шубинский пер., 10

УДК 552.56+553.32 (265/266)

РАССЕЯННЫЕ ЖЕЛЕЗО И МАРГАНЕЦ В ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. С. СКОРНЯКОВА

1. ЗАДАЧИ, МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе рассматриваются особенности распределения рассеянных железа и марганца по площади дна Тихого океана.

Железо и марганец являются существенными и геохимически чрезвычайно интересными компонентами океанических осадков. Но исследование их в осадках Тихого океана до недавнего времени ограничивалось только частными определениями либо в отдельных пробах, либо в ряде проб с получением усредненных величин (Murray a. Renard, 1891; Revelle, 1944; Goldberg a. Arrhenius, 1958; El-Wakeel a. Riley, 1961). Первый опыт картографического исследования был сделан в 1961 г. (Скорнякова, 1961; Безруков и др., 1961), но карта охватывала лишь северную половину Тихого океана.

В настоящее время стало возможным рассмотрение распределения железа и марганца, а также их сопоставление на площади почти всего Тихого океана. Цель настоящей статьи — изложение вопроса именно в таком аспекте.

Материалом для статьи послужили многочисленные анализы валового содержания железа и марганца в поверхностном слое осадков Тихого океана (около 600 определений). Исследовались пробы, собранные в Тихом океане на э/с «Витязь» (476 анализов), э/с «Обь» (17 анализов), и пробы американской экспедиции «Даунвинд» (30 проб), любезно присланные нам сотрудником Скриппсовского океанографического института У. Р. Риделем. Исследованию подвергались образцы, собранные дночерпателями и прямоточными трубками.

Анализы материалов «Витязя» и «Даунвинда» выполнялись в геохимической лаборатории Института океанологии АН СССР Л. С. Фоминой, Н. В. Петровым и С. В. Цикуновой. Пробы, собранные на э/с «Обь», анализировались в лаборатории морских геологических и химических исследований Всесоюзного морского научно-исследовательского института. Определение общего железа производилось колориметрически с сульфасалициловой кислотой в аммиачном растворе. При значительном содержании железа определения производились объемным методом.

Определение марганца проводилось после разложения пробы плавиковой и серной кислотами и сплавления с пиросульфатом калия в основном колориметрически, а при значительном содержании марганца — объемным методом.

Кроме того, в работе используются анализы Ривелла (Revelle, 1944) и Гольдберга и Аррениуса (Goldberg a. Arrhenius, 1958).

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА ПО ТИПАМ ОСАДКОВ

В табл. 1 показано распределение валового железа по гранулометрическим типам осадков, независимо от их вещественного состава.

В табл. 2 дано распределение железа в гранулометрическом спектре осадков разного вещественного состава. Бросается в глаза удивительное однообразие количества железа во всем гранулометрическом

Таблица 1

Средние содержания Fe в гранулометрических типах осадков Тихого океана, %

Типы осадков	Количество образцов	Пределы колебаний	На бескарбонатно-бескремнистое вещество
Пески	63	1,39—13,28	5,99
Крупные алевриты	29	1,68—10,6	5,05
Мелкие алевриты	62	1,23—10,0	5,62
Алевритово-глинистые илы	156	1,76—9,88	4,80
Глинистые илы	225	2,35—13,84	5,33

Таблица 2

Средние содержания Fe в различных типах осадков Тихого океана, %

Типы осадков	Fe на натуральный сухой осадок			Fe на бескарбонатно-бескремнистое вещество		
	количество анализов	пределы колебаний	средние содержания	количество анализов	пределы колебаний	средние содержания
Терригенные						
Пески	31	2,53—11,93	5,46	23	2,59—13,28	5,8
Крупные алевриты	18	2,12—8,80	4,52	14	2,50—8,82	4,86
Мелкоалевритовые илы	26	2,73—6,85	5,05	21	2,92—6,36	5,5
Алевритово-глинистые илы	77	2,21—9,25	4,62	69	2,25—9,46	5,0
Глинистые илы	50	2,99—6,11	4,71	45	3,26—6,69	5,2
Терригенные — слабокремнистые (диатомовые)						
Крупные алевриты	3	3,51—5,26	4,6	3	4,01—6,11	5,3
Мелкоалевритовые илы	9	3,40—4,91	4,1	8	4,04—5,64	4,9
Алевритово-глинистые илы	35	1,84—6,57	3,7	29	2,64—7,82	4,4
Глинистые илы	22	2,00—6,88	3,8	19	2,35—8,02	4,5
Диатомовые илы	11	0,89—2,21	1,64	11	2,16—4,64	3,47
Радиоляриевые илы	18	3,06—5,53	4,22	14	3,49—5,84	4,66
Карбонатные (фораминиферовые)						
Пески	25	0,08—5,92	1,3	25	1,39—11,28	5,63
Крупные алевриты	12	0,14—4,35	1,5	12	1,68—10,6	5,22
Мелкоалевритовые илы	19	0,12—4,22	1,7	19	1,23—10,00	5,21
Алевритово-глинистые илы	39	0,16—3,96	1,4	37	1,76—9,88	5,05
Глинистые илы	25	0,50—4,58	2,2	25	2,48—13,84	5,7
Карбонатные (кораллово-ракушечные, мшанковые и др.)						
Песчано-гравийные осадки	13	0,10—5,92	1,64	13	1,63—11,28	6,68
Железисто-марганцевисто-карбонатные	24	0,54—13,77	4,93	23	10,31—33,0	18,5
Красные глины						
Алевритово-глинистые илы	17	3,92—7,34	5,10	17	4,16—7,53	5,29
Глинистые илы	116	3,60—8,60	5,52	45	3,77—7,79	5,64
Красные глины в целом	143	3,28—9,53	5,44	141	3,50—11,79	5,65
Вулканогенные осадки	16	2,53—10,22	6,06	16	2,76—10,76	6,94

Примечание: табл. 2 так же, как табл. 6, составлена по данным химических анализов проб, собранных на э/с «Витязь» (476 проб), «Обь» (50 проб), «Карнеджи» (38 проб, Ривелл, 1944). Для определения среднего содержания железа и марганца в красных глинах использованы также результаты анализов (35 проб) Гольдберга и Аррениуса (1953) и анализы материалов «Даунвинда».

спектре, от самых грубых до самых тонких отложений. Колебания величин незначительны и незакономерны. Исключение составляют лишь чрезвычайно богатые железом и марганцем железисто-марганцевисто-карбонатные осадки. Характерно при этом, что в тонкозернистых отложениях — алевритово-глинистых и глинистых илах — содержания железа держатся по существу на кларковом уровне или только слегка его превышают, тогда как в грубозернистых — песках, крупных и мелких алевритах — значительно выше кларкового, свойственного этим типам осадков. Иными словами, в Тихом океане имеет место резко выраженное обогащение железом прибрежных песчано-алевритовых отложений. При этом оно происходит здесь не за счет каких-либо форм химически осажденного железа, а за счет обильного развития кластогенных и вулканогенных частиц: магнетита, пироксенов, бурых вулканических стекол, обломков пород и пеплов андезито-базальтового и базальтового состава и т. д. Все эти минералы и обломки пород связаны либо с механическим разрушением древних и молодых магматических пород, либо с привносом лито- и витрокластического материала. Учитывая, что на водосборах Тихого океана широко развиты магматические породы, а на его площади имеется большое количество (свыше 330) ныне действующих вулканов и масса потухших вулканических очагов, не приходится удивляться тому, что прибрежные грубозернистые осадки Тихого океана значительно обогащены железом.

Большой интерес представляет сопоставление содержания железа в одноименных типах прибрежных терригенных и пелагических осадков, а также в вулканогенных илах (табл. 3).

Таблица 3

Средние содержания Fe в терригенных пелагических и вулканогенных осадках (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

Типы осадков	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее
Терригенные (околоконтинентальные) отложения			
Пески	31	2,59—13,28	5,8
Крупные алевриты	18	2,50—8,82	4,86
Мелкие алевриты	26	2,92—7,36	5,5
Алевритово-глинистые илы	77	2,25—9,46	5,0
Глинистые илы	50	3,26—6,69	5,2
Пелагические красные глины			
Алевритово-глинистые илы	17	4,16—7,53	5,29
Глинистые илы	116	3,77—7,79	5,64
Вулканогенные песчано-алевритовые осадки	16	2,76—10,76	6,94

Цифры вскрывают два существенных обстоятельства. Во-первых, вулканогенные песчано-алевритовые осадки заметно богаче железом. В этом факте отчетливо проявляется внос железа в грубозернистые отложения в составе твердых минеральных фаз и влияние вулканизма, о чем уже говорилось выше. Во-вторых, пелагические тонкозернистые отложения несколько обогащены железом относительно одноименных терригенных. В данном случае обогащение могло происходить только за счет вноса железа в самой тонкой, коллоидной части осадка, масса которой больше в пелагических осадках сравнительно с терригенными. Это последнее обстоятельство наглядно видно еще и из других данных, сведенных в табл. 4.

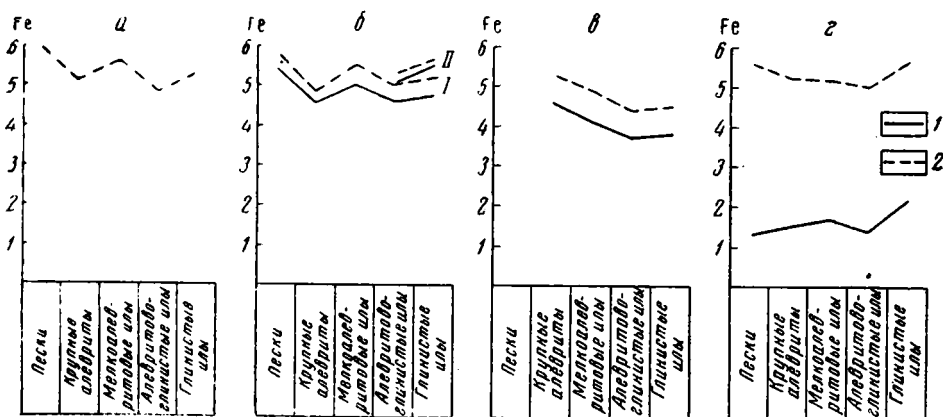
Таблица 4

Содержание Fe в коллоидной фракции некоторых тихоокеанских осадков
(по данным Ривелла, 1934), %

№ станции	Типы осадков	Содержание CaCO_3	Содержание коллоидной фракции	Общее содержание Fe в осадках	Fe в коллоидной фракции	Fe в коллоидной фракции от общего Fe
149	Красная глина	0,72	49,0	5,51	7,09	61,0
145	То же	0,72	46,0	4,92	6,38	59,0
142	» »	0,57	42,3	4,75	8,19	74,0
72	Зеленый глинистый ил	0,25	50,7	4,42	6,82	79,0
69	Красная глина	20,0	3,86	3,58	5,62	63,0
156	Глобигериновый алевритово-глинистый ил	40,0	27,7	2,04	2,84	39,0
60	То же	75,0	18,9	3,27	7,33	42,4
57	Железистый глобигериновый мелкоалевритовый ил	84,0	14,3	3,69	6,48	24,8
52	То же	86,0	13,5	3,07	1,52	6,45

Как видно из табл. 4, минимальный процент коллоидно-дисперсного железа приходится на мелкоалевритовые илы (6—24% Fe), в алевритово-глинистых илах он возрастает (до 40%), а в глинистых илах достигает максимума (63—79%).

Данные табл. 3 и 4 позволяют представить распределение железа в тихоокеанских осадках как результат совокупного действия вноса Fe в составе кластогенных + пирокластических частиц и в составе коллоидной фракции; при этом по мере уменьшения среднего диаметра частиц роль первого фактора падает, второго — растет, как показано на фиг. 1.



Фиг. 1. Распределение железа по гранулометрическим типам осадков.

Содержание Fe (в %): 1 — на натуральный сухой осадок, 2 — на бескарбонатно-бескремнистый осадок; а — осадки Тихого океана в целом; б — терригенные осадки (I) и красные глины (II); в — терригенные слабосиликатные осадки; г — карбонатные осадки

Что касается форм нахождения железа в осадках океана, то в песчано-алевритовой фракции носителем его являются, как указывалось, кластогенные и пирокластические частицы (магнетит, ильменит, пироксены, темные вулканические стекла и т. п.); в субколлоидной же и коллоидной фракциях — свободные окислы железа, иногда его сульфиды, хлориты и минералы глин (монтмориллонит, гидрослюда и пр.).

Существенно иначе распределен в осадках Тихого океана марганец (табл. 5 и 6).

Цифры показывают, во-первых, что содержание марганца во всех гранулометрических типах осадков явно повышено против кларка, причем превышение это особенно заметно в более тонкозернистых отложениях; здесь оно достигает в среднем 7—8 раз, тогда как в песчаных —

Таблица 5

Средние содержания Мп в гранулометрических типах осадков Тихого океана, %

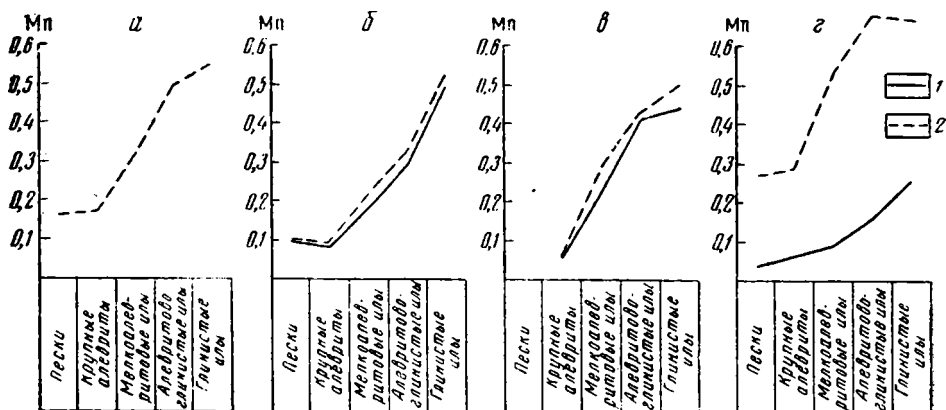
Типы осадков	Количество образцов	Пределы колебаний	На бескарбонатно-бескремнистое вещество
Пески	54	0,07—0,63	0,16
Крупные алевриты	32	0,05—0,65	0,17
Мелкие алевриты	47	0,04—2,66	0,32
Алевритово-глинистые илы	157	0,02—2,55	0,49
Глинистые илы	212	0,07—3,49	0,55

Таблица 6

Содержание Мп в различных типах осадков Тихого океана, %

Типы осадков	Мп на натуральный сухой осадок			Мп на бескарбонатно-бескремнистое вещество		
	количество анализов	пределы колебания	среднее содержание	количество анализов	пределы колебания	среднее содержание
Терригенные						
Пески	30	0,075 — 0,23	0,102	22	0,084 — 0,15	0,103
Крупные алевриты	17	0,052 — 0,19	0,085	12	0,06 — 0,19	0,091
Мелкоалевритовые илы	27	0,01 — 0,81	0,193	21	0,04 — 1,01	0,225
Алевритово-глинистые илы	17	0,02 — 2,04	0,30	69	0,02 — 2,16	0,33
Глинистые илы	52	0,05 — 1,89	0,50	45	0,07 — 2,32	0,53
Терригенно слабо-кремнистые диатомовые						
Крупные алевриты	3	0,04 — 0,065	0,057	3	0,05 — 0,08	0,066
Мелкоалевритовые илы	10	0,06 — 0,95	0,23	9	0,058 — 1,04	0,29
Алевритово-глинистые илы	37	0,032 — 1,49	0,41	30	0,04 — 1,74	0,43
Глинистые илы	21	0,05 — 1,27	0,44	18	0,06 — 1,60	0,50
Диатомовые илы	11	0,04 — 0,44	0,19	11	0,06 — 0,75	0,40
Радиоляриевые илы	15	0,11 — 1,13	0,45	15	0,12 — 1,33	0,54
Карбонатные (фораминиферовые)						
Пески	11	0,0048 — 0,075	0,037	11	0,07 — 0,63	0,27
Крупные алевриты	12	0,01 — 0,20	0,065	12	0,07 — 0,65	0,29
Мелкоалевритовые илы	18	Следы — 0,43	0,091	17	0,08 — 2,66	0,53
Алевритово-глинистые илы	38	0,03 — 0,43	0,16	38	0,14 — 2,55	0,68
Глинистые илы	25	0,04 — 1,15	0,26	25	0,097 — 1,85	0,67
Карбонатные (кораллово-ракушечные, мшанковые и др.)						
Песчано-гравийные осадки	13	Следы — 0,09	0,022	10	0,067 — 0,50	0,20
Железисто-марганцевисто-карбонатные						
Красные глины	24	0,21 — 3,76	1,50	23	2,38 — 12,9	5,89
Алевритово-глинистые илы	20	0,16 — 1,55	0,49	20	0,24 — 1,57	0,52
Глинистые илы	98	0,18 — 1,68	0,53	98	0,18 — 1,68	0,55
Красные глины в целом	143	0,16 — 3,00	0,65	142	0,18 — 3,49	0,67
Вулканогенные песчано-алевритовые						
	16	0,06 — 0,52	0,25	16	0,07 — 0,63	0,29

3—4 раза. Во-вторых, в гранулометрическом спектре осадков нарастание содержания марганца от грубозернистых отложений к тонкозернистым происходит плавно и постепенно, без промежуточных максимумов и минимумов, которые мы видели в распределении железа (фиг. 2). Обе указанные особенности резко отличают распределение марганца от распределения железа.



Фиг. 2. Распределение марганца по гранулометрическим типам осадков.

Содержание Мп (в %): 1 — на натуральный осадок, 2 — на бескарбонатно-бескремнистый осадок; а — осадки Тихого океана в целом; б — терригенные осадки; в — терригенные слабосиликатные осадки; г — карбонатные осадки

Естественно возникает вопрос: чем обусловлены эти различия? Для выяснения этого вопроса сопоставим вначале распределение марганца в терригенных, пелагических и вулканогенных осадках (табл. 7).

Значительное содержание марганца в вулканогенных песчано-алевритовых отложениях свидетельствует о поставке его в осадки, особенно в прибрежных частях океанов, в твердой минеральной фазе. Явное же повышение содержаний марганца в пелагических осадках сравнительно с терригенными, так же как резкое увеличение его концентрации от песков к глинистым илам, позволяет сделать заключение о возрастании роли тонкой взвеси и растворов в переносе марганца.

Механизм формирования процентных содержаний марганца в осадках Тихого океана, следовательно, принципиально тот же, что и железа, но количественные соотношения между первой и второй формами вноса, видимо, существенно иные. В частности, у марганца роль тонких взвесей и растворов гораздо больше, чем у железа. Поэтому с переходом от грубозернистых песчаных осадков к тонкозернистым у марганца убыль кластической формы с избытком пополняется тонкими взвешями и химическим осаждением из растворов, и в итоге валовое содержание марганца в наиболее тонкозернистых пелагических илах не только не убывает, но прогрессивно нарастает, достигая максимума в глинистых илах.

Нужно иметь в виду при этом, что действительные первичные различия в содержании марганца в тонких терригенных и пелагических илах, вероятно, значительно больше тех, которые показаны в табл. 7.

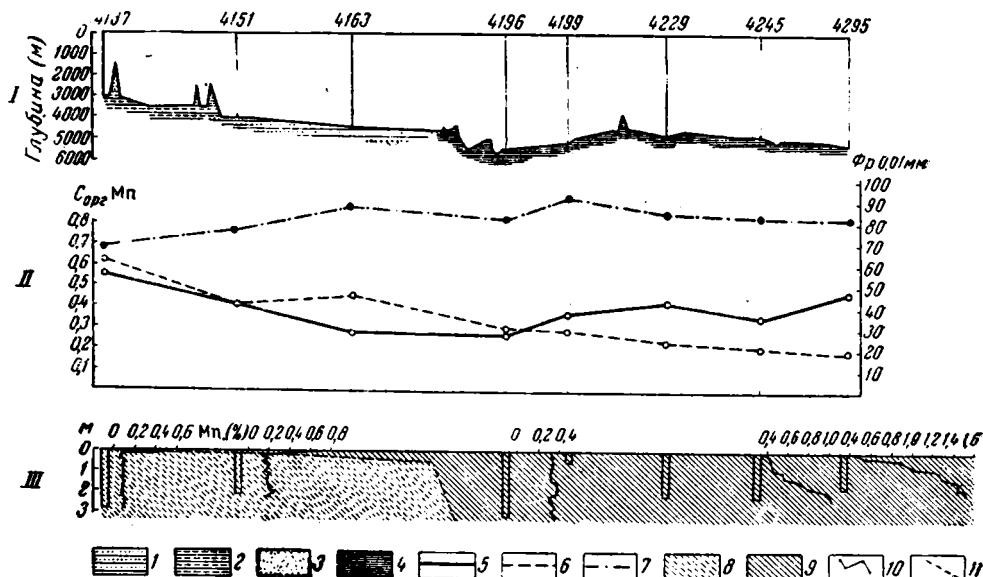
Как отмечено Н. М. Страховым (1954), значительная геохимическая подвижность марганца в восстановительных условиях вызывает его перераспределение в толще осадков, миграцию в верхние слои и, таким образом, значительное обогащение поверхностных слоев осадков.

Таблица 7

Средние содержания Mn в терригенных, пелагических и вулканогенных осадках (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

Тип осадков	Число анализов	Пределы колебаний	Среднее
Терригенные (околоконтинентальные) отложения			
Пески	30	0,084—0,15	0,103
Крупные алевриты	17	0,06 —0,19	0,091
Мелкие алевриты	27	0,04 —1,01	0,225
Алевритово-глинистые илы	17	0,02 —2,16	0,33
Глинистые илы	52	0,07 —2,32	0,53
Пелагические красные глины			
Алевритово-глинистые илы	20	0,24 —1,57	0,52
Глинистые илы	98	0,18 —1,68	0,55
Вулканогенные песчано-алевритовые осадки	16	0,07 —0,63	0,29

В периферических районах Тихого океана, где развиты терригенные илы и наблюдается повышенное содержание в осадках органического вещества, как раз и отмечается резкий максимум содержания марганца в поверхностных осадках, связанный с его диагенетическим перераспределением и миграцией из нижних горизонтов в верхние слои осадка (фиг. 3).



Фиг. 3. Литологический разрез в северо-восточной части океана.

I — профиль рельефа дна и типов осадков (линию профиля см. фиг. 6): 1 — терригенные, 2 — диатомовые, 3 — карбонатные, 4 — красные глины, II — содержание марганца, $C_{орг}$ и фракции $<0,01$ мм в поверхностном слое осадков, 5 — марганец, 6 — органический углерод, 7 — фракция $<0,01$ мм III — мощность окисленного слоя и содержание марганца по колонкам: 8 — восстановленные осадки, 9 — окисленные осадки, 10 — содержание Mn (в %), 11 — граница окисленного слоя

В местах отсутствия окисленного слоя содержание марганца в глинистых осадках не поднимается выше 0,15—0,18%, а сами осадки имеют зеленовато-серую окраску.

Можно считать поэтому, что первоначальное содержание марганца в тонкозернистых терригенных осадках было около 0,2—0,3% и увеличилось до 0,5% в результате диагенетической миграции его снизу вверх. Если это так, то разница между первичными содержаниями марганца в тонкозернистых терригенных и пелагических осадках окажется действительно значительной и важная роль растворов и тонкой взвеси в переносе его станет особенно ясной. Но если это так, тогда следовало бы ожидать еще более яркого тяготения марганца к коллоидной фракции осадка, чем это наблюдается у железа. Табл. 8 показывает, что дело так именно и обстоит: в пелагических осадках марганец тяготеет к коллоидной фракции осадка значительно больше, чем железо.

Таблица 8

Среднее содержание Мп в коллоидной фракции тихоокеанских осадков
(по данным Ривелла, 1944), %

№ станции	Тип осадка	Общее содержание CaCO_3	Коллоидная фракция	Общее содержание Мп	Мп в коллоидной фракции	% коллоидного Мп от общего
52	Железистый глобигериновый мелко-алевритовый ил	86	13,5	0,78	1,34	23,0
57	То же	84	14,3	1,12	1,02	13,0
60	Глобигериновый алевритово-глинистый ил	75	18,9	1,25	1,79	27,0
156	Кремнисто-карбонатный алевритово-глинистый ил	40	27,7	0,49	0,58	30,0
142	Красная глина	0,57	42,3	0,18	0,30	66,0
145	То же	0,72	46,0	0,28	0,56	92,0
149	» »	0,72	49,0	0,38	0,61	78,9
69	Красная глина	20	38,6	0,14	0,39	100,0
72	Зеленый глинистый ил	0,25	50,7	0,37	0,86	100,0

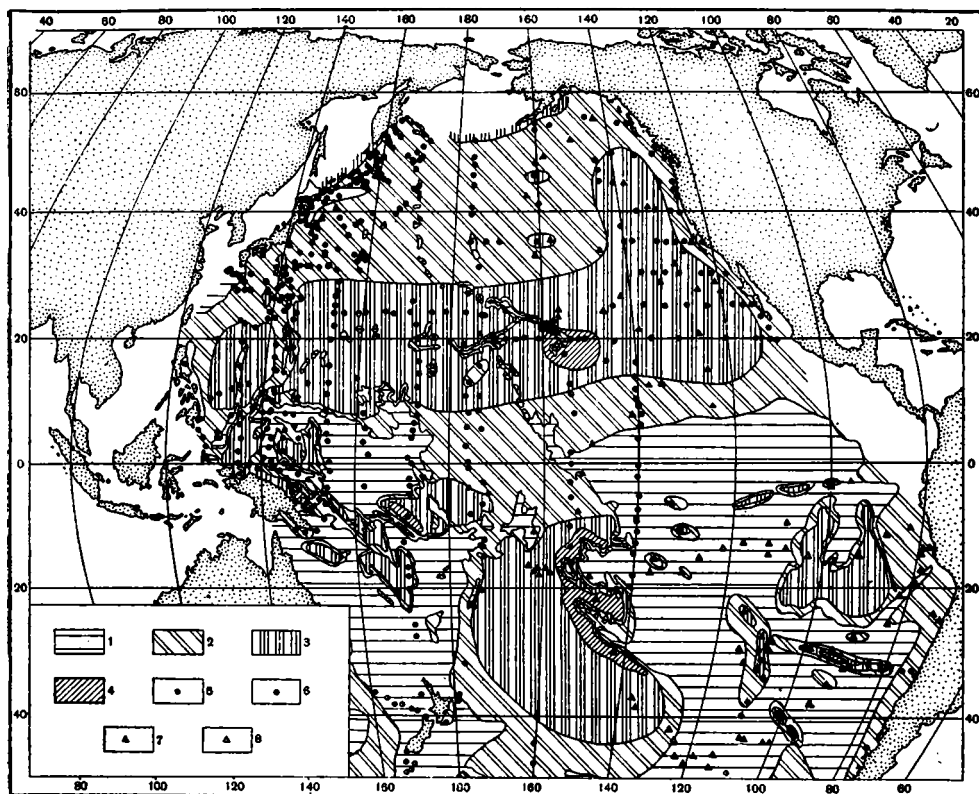
Итак, можно считать установленными следующие основные факты:

1. Распределение железа в гранулометрических типах осадков существенно отличается от распределения марганца. Содержание железа (на бескарбонатно-бескремнистое вещество) практически не зависит от гранулометрического типа осадка, показывая незакономерное то убывание, то повышение при переходе от песков к глинистым илам. Содержание марганца, напротив, отчетливо зависит от гранулометрического типа осадка, неуклонно возрастаая от песков к глинистым илам.

2. Различный характер распределения железа и марганца в гранулометрических типах отложений объясняется неодинаковой ролью тонких взвесей и растворов в миграциях этих элементов. В частности, роль взвесей и растворов в миграциях марганца гораздо больше, чем в миграциях железа.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА ПО ПЛОЩАДИ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

Для выяснения закономерностей распределения железа по площади дна Тихого океана нами составлена карта его процентного содержания в поверхностном слое натуральных осадков (фиг. 4) и карта содержания железа на бескарбонатный и бескремнистый осадок (фиг. 5). Так как на последней снято разбавляющее действие CaCO_3 и SiO_2 аутиг., следует считать, что именно она наиболее пригодна для



Фиг. 4. Распределение железа в поверхностном слое осадков Тихого океана (в ‰ на натуральный сухой осадок).

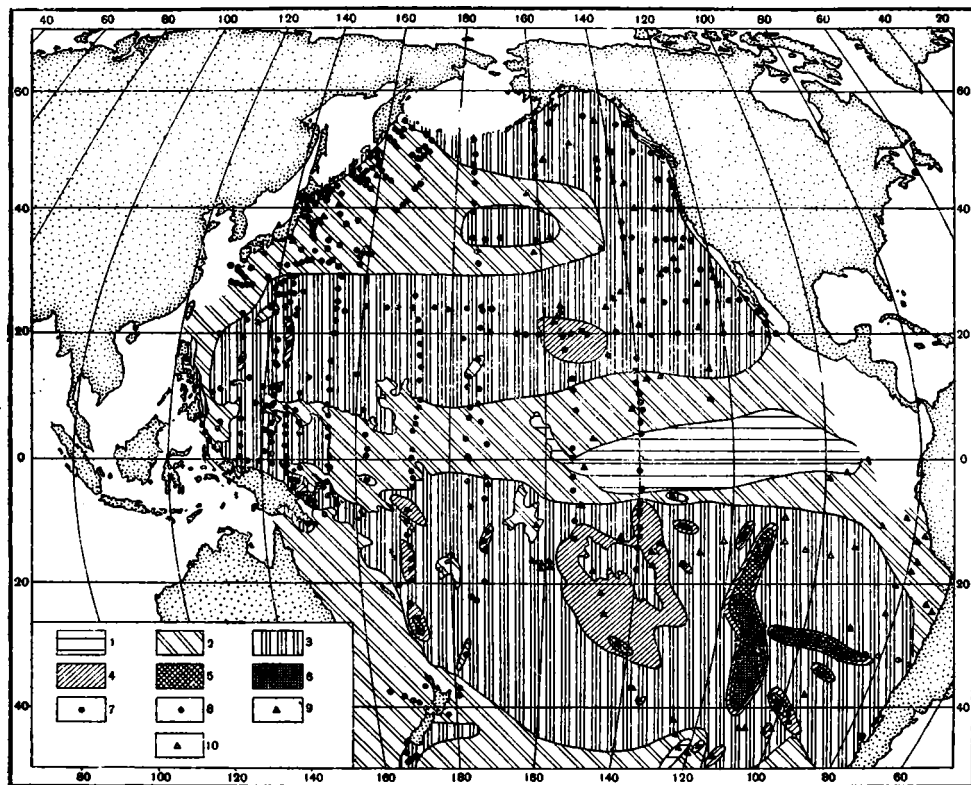
1 <—3; 2—3—5; 3—5—7; 4—7—10. Точки станций, по которым выполнены определения железа: 5—станции э/с «Витязь», 6—станции э/с «Обь», 7—станции иностранных экспедиций, 8—станции иностранных экспедиций, на которых определения железа не производились

анализа механизма распределения в осадках внесенного железистого материала. Поэтому только на ней мы в дальнейшем и остановимся, затрагивая карты железа в натуральном осадке лишь в необходимых случаях.

В распределении железа в поверхностном слое осадков Тихого океана намечается широтная зональность, которая находится в полном соответствии с климатической зональностью процессов осадкообразования в океане.

Намечается пять широтных зон с различным содержанием железа: северная и южная субтропические зоны повышенного содержания железа и северная, экваториальная и приантарктическая зоны пониженных его концентраций.

Северная субтропическая область расположена примерно между 30 и 10—14° с. ш. Она проходит от берегов Калифорнии на запад до Филиппинской котловины. На востоке зона довольно широкой полосой протягивается вдоль североамериканского континента на север до о-вов Королевы Шарлотты. В пределах этой области развиты преимущественно тонкие глинистые осадки с содержанием пелитовой фракции от 80 до 90%, а иногда и более (преимущественно красные глины). Содержание железа в них колеблется от 5 до 6,5%, составляя в среднем 5,6%. В районах проявлений современной вулканической деятель-



Фиг. 5. Распределение железа в поверхностном слое осадков Тихого океана (в % на бескарбонатно-окисленное вещество).

1 — <3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — 7—10; 5 — 10—15; 6 — 15—20. Точки станций, по которым выполнены определения железа: 7 — станции э/с «Витязь», 8 — станции э/с «Обь», 9 — станции иностранных экспедиций, на которых определения железа не производились

ности, вблизи Гавайских и Марианских о-вов его концентрация увеличивается до 8—9%. При этом в мелкоалевритовых осадках этих районов содержание железа обычно более 8%, в глинистых илах 7—8%.

Локализация области повышенного содержания железа, как нам кажется, контролируется двумя основными факторами. Во-первых, поступлением железа с тонкой фракцией терригенной взвеси с берегов Америки, откуда оно разносится волами Калифорнийского и северного пассатного течений, осаждаясь по пути переноса и в халистатической зоне антициклонального круговорота. Во-вторых, особенностями процессов осадкообразования в тропической части океана. Тропические и субтропические районы океана являются зонами низких скоростей осадкообразования и минимальной продуктивности планктона. Это способствует коагуляции и осаждению коллоидной гидроокиси железа и железоорганических соединений. Обогащение железом алевритовых и глинистых осадков в районе Гавайских и Марианских о-вов связано с поставкой вулканогенного пирокластического материала.

Вторая широтная зона повышенного содержания железа охватывает значительную часть южной половины Тихого океана от 2—3° ю. ш. на западе и 7—10° ю. ш. на востоке почти до 45—50° ю. ш. Эта область характеризуется максимальными для Тихого океана содержаниями железа от 5 до 13% (в пересчете на бескарбонатный материал) и расположена в зоне развития карбонатных осадков и красных глин.

Содержание железа в красной глине этого района колеблется от 5 до 11%, с максимумом 9—11% вблизи островов Полинезии. Средняя концентрация железа в красных глинах 7,1% (в среднем 6,94). Наиболее высокие содержания отмечены в районе о-вов Табуаи, Товарищества и Туамоту. Причем, в песчано-алевритовых осадках содержится 6—9% железа, а в глинистых илах 7,5—11%.

Вдоль западной части этой области высокие содержания железа (от 6 до 13%) приурочены к осадкам островных дуг и глубоководных желобов (районы о-вов Тонго, Самоа, Гебриды и др.).

Обширная область повышенного содержания железа в южной части Тихого океана обязана своим появлением тем же факторам, что и соответствующая северная субтропическая область: низкому терригенному стоку и низкой биологической продуктивности океана.

Обогащение железом осадков района о-вов Табуаи, Товарищества, Туамоту и осадков западной части области, вдоль о-вов Тонго, Самоа, Новые Гебриды, Эллиса и других связано с проявлением современной и недавней вулканической деятельности и поставкой железа в виде пирокластического материала. В то же время в распределении железа в этих районах выясняется один очень интересный факт, а именно сдвиг максимальной концентрации железа в глинистые осадки. Это позволяет предположить наличие дополнительных источников железа, связанных с поставкой железа вулканическими эксгаляциями.

В восточной части описываемой субтропической зоны повышенных содержания железа выделяются железисто-марганцевисто-карбонатные осадки с содержанием железа от 10 до 25—30% в бескарбонатном осадке. Обогащение пирокластическим материалом этих осадков за некоторым исключением не отмечалось.

Эл-Вакил и Райли (El-Wakeel, a. Riley, 1961), изучавшие химический состав глубоководных отложений, отмечали, что некоторые карбонатные осадки имеют значительно более высокое содержание железа (на безводно-бескарбонатную основу), чем глинистые. Это обогащение они связывали с окисью и гидроокисью железа, которые освобождаются после растворения глобигерин и других организмов в период их падения на дно. Учитывая, что морские фораминиферы содержат 1% Fe_2O_3 , авторы допускают, что по крайней мере 85% карбоната органического происхождения должно раствориться, чтобы дать в нерастворимую часть осадка 17% железа. По мнению авторов, это возможно при повышенном содержании в морской воде CO_2 .

Но, как показали работы Н. В. Беляевой (1962), заметного растворения раковин фораминифер в толще воды не происходит, а происходит оно после длительного пребывания раковин на дне. При этом ею наблюдались следы постепенного растворения раковин по мере приближения к критическим глубинам распространения карбонатных осадков. В красных же глинах встречаются лишь единичные раковины планктонных фораминифер. И именно здесь мы могли бы ожидать максимального содержания железа. Однако в красных глинах Южно-Тихоокеанской котловины и котловины Белингаузена, которые разделяются Восточно-Тихоокеанским поднятием, содержание железа 5—7%, т. е. примерно такое же, как в натуральных железисто-марганцевистых высококарбонатных осадках Восточно-Тихоокеанского хребта. Таким образом, биогенным фактором объяснить высокую концентрацию железа на востоке описываемой области нельзя.

Петерсон и Гольдберг (Pettersen a. Goldberg, 1962) недавно провели рентгеновские и микроскопические исследования полевых шпатов в алевритовых и пелитовых фракциях пелагических южнотихоокеанских

осадков. Ими было установлено вулканическое происхождение большинства полевых шпатов и обилие вулканического кварца. На основании этих данных Петерсон и Гольдберг пришли к выводу о широком развитии в южной части Тихого океана современной вулканической деятельности.

Проявление современного вулканизма в юго-восточной части Тихого океана связывается ими прежде всего с Восточно-Тихоокеанским поднятием. С этой точки зрения очень интересна приуроченность железисто-марганцевисто-карбонатных осадков к Восточно-Тихоокеанскому поднятию и локальным зонам к востоку от него в зоне многочисленных подводных гор. Образование железисто-марганцевисто-карбонатных осадков, по-видимому, можно связывать с проявлением в юго-восточной части Тихого океана современной вулканической деятельности и особенно, вероятно, с поствулканическими явлениями: наличием гидротермальных источников.

Обратимся теперь к широтным зонам пониженного содержания железа. Самая северная из них протягивается от берегов Камчатки, Курильских о-вов и Японии на восток примерно до 140° з. д. Она расположена в зоне глинистых и алевритово-глинистых диатомовых и терригенных илов и в восточных районах красных глин. Границей этой зоны служит изолиния 5% железа. Содержание железа в натуральных осадках колеблется от 1,8 до 5%. При этом более низкие концентрации ($<3\%$) сдвинуты в северо-западную котловину, в область развития терригенных слабокремнистых и кремнистых илов.

В экваториальной области Тихого океана между двумя субтропическими зонами повышенного содержания железа расположена вторая зона пониженного содержания железа — зона экваториального минимума. Она протягивается довольно широкой полосой от берегов Центральной Америки примерно до 160° з. д. К западу эта полоса постепенно суживается и выклинивается.

Граница этой зоны проходит по изолинии 5% железа, примерно по $10-14^{\circ}$ с. ш. и $2-7^{\circ}$ ю. ш. В восточной части Тихого океана (к востоку от 160° з. д.) внутри зоны выделяется полоса с минимальными содержаниями железа в кремнисто-карбонатных илах, очерченная изолинией 3%. Содержание железа в радиоляриевых илах колеблется от 3,5 до 5%, составляя в среднем 4,66%, в карбонатных осадках — от 1 до 4,5%, в среднем 3,14% в восточных и 3,3—6,1%, в среднем 4,69% в западных районах экваториальной зоны.

Наконец, зона пониженного содержания железа намечается, по данным А. П. Лисицына, в южной приантарктической зоне Тихого океана (к югу от $45-50^{\circ}$ ю. ш.), в зоне распространения диатомовых и диатомово-фораминиферовых осадков.

Таким образом, в Тихом океане все три широтные зоны наиболее пониженного содержания железа приурочены к областям преобладающего формирования биогенных осадков. Эти области океана являются одновременно и областями повышенной биологической продуктивности. Такая локализация их определяется тем, что железо является важным биогенным элементом.

Железо используется в процессе жизнедеятельности клетками планктонных организмов. При этом в процессе распада клеток и створок одна часть железа осаждается вместе с трупами организмов, другая часть поступает в воду в виде железоорганических соединений, которые в дальнейшем постепенно гидролизуются, коагулируют и осаждаются на дно. Часть железа вновь возвращается в верхние слои воды и используется организмами.

В верхнем деятельном слое (0—200 м) взвешенного железа в одном грамме обычно содержится в 2—3 раза больше, чем в глубинной воде. Такое распределение взвешенного железа в водах открытого моря, как отмечает А. П. Лисицын (1964), возможно только в случае возврата на поверхность железа с глубины.

Активное использование железа в процессе жизнедеятельности организмов, его замедленная коагуляция в областях высокой биологической продуктивности и, наконец, повышенные скорости седиментации в этих районах океана (примерно в 10 и более раз выше скорости седиментации в субтропических районах океана) определяют образование зон пониженного содержания железа.

На широтный зональный план в распределении тонкодисперсного железа в Тихом океане накладывается влияние современной вулканической деятельности. Вдоль периферических районов Тихого океана протягивается зона наиболее высоких содержаний железа (в натуральных осадках), приуроченная к песчано-алевритовым осадкам. Эта зона протягивается от Алеутских о-вов на севере почти до Новой Зеландии на юге. Содержание железа здесь почти повсеместно колеблется в пределах 5—7% и более.

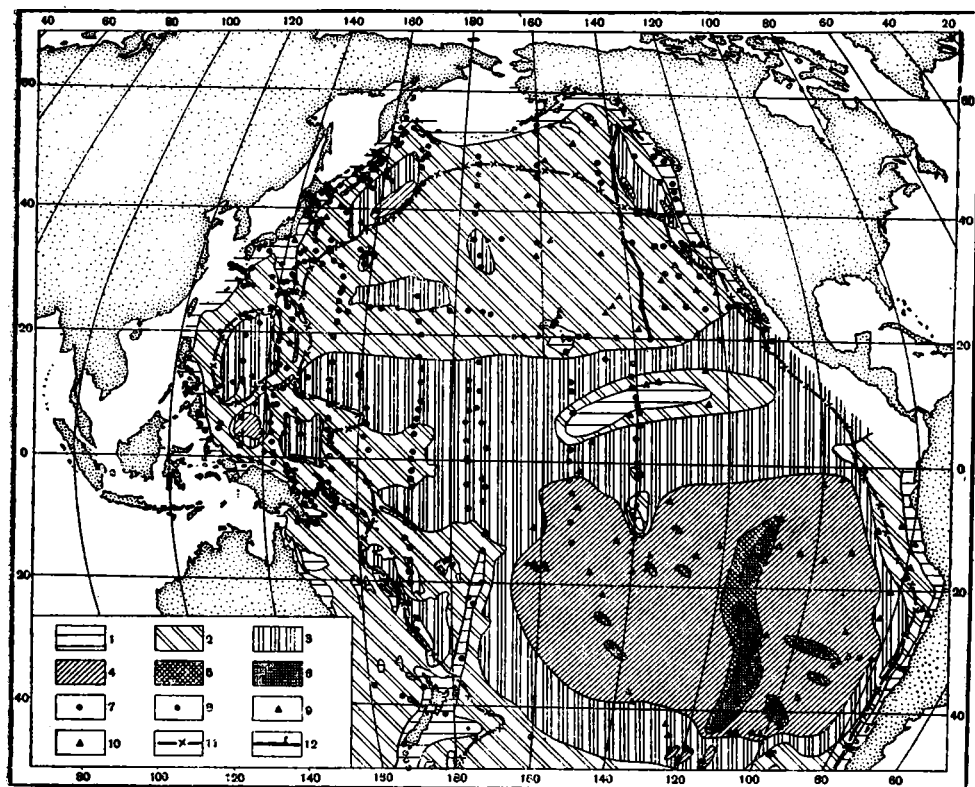
Содержание 5—7% железа отмечено в песчано-алевритовых осадках Алеутской островной дуги, вдоль побережья Камчатки и Курильских о-вов. В некоторых песках в районе Курильских о-вов В. П. Петелин и Э. А. Остроумов (1958) отмечали содержание железа более 6%. Максимальная концентрация его (до 11%) обнаружена здесь в Четвертом Курильском проливе.

Далее на юг повышенное содержание железа наблюдается в песчано-алевритовых и алевритово-глинистых осадках в южной части Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг. Максимальное содержание его здесь 9,95%. 5—7% железа обнаружено в осадках около Филиппинских о-вов, Новой Гвинеи, Соломоновых и Новых Гебридских о-вов и о-вов Тонго. Максимальное его содержание (до 10%) встречено у берегов Новой Гвинеи.

Железо вулканогенного происхождения обнаружено также в осадках приостровных районов центральной части Тихого океана (Гавайские о-ва, о-в Пасхи, о-ва Туамоту и др.).

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА В ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЯХ ТИХООКЕАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На фиг. 6 показана карта распределения марганца в поверхностном слое тихоокеанских осадков, мощностью в 5—10 см (содержания даны в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество). При проведении изолиний с высоким содержанием марганца в юго-восточной части Тихого океана (соответствующих зонам распространения железисто-марганцевисто-карбонатных осадков) было учтено положение станций «Карнеджи», для которых анализов не делалось; по описаниям Ривелла на этих станциях встречены обычные карбонатные осадки. В связи с большой подвижностью марганца в процессе диагенеза и возможностью его перераспределения в толще осадков, на картах проведена граница области, в пределах которой мощность окисленной зоны осадков составляет 1—2 м и более и вертикальное перераспределение марганца сведено до минимума. За пределами указанной границы в периферических районах океана содержание марганца в поверхностном слое осадков в значительной степени определяется его вертикальным диагенетическим перераспределением.



Фиг. 6. Распределение марганца в поверхностном слое осадков (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество).

1 — $<0,2$; 2 — $0,2-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $1,0-3,0$; 5 — $3,0-5$; 6 — >5 . Точки станций, по которым выполнены определения марганца: 7 — станции э/с «Витязь», 8 — станции э/с «Обь», 9 — станции иностранных экспедиций, 10 — станции иностранных экспедиций, на которых определения не производились; 11 — границы мощности окисленного слоя более 1,0 м; 12 — линия литологического профиля

Уже беглый взгляд на карту показывает, что распределение марганца в поверхностных слоях тихоокеанских отложений резко отличается от распределения железа. Отвлекаясь от деталей, можно сказать, что содержание марганца увеличивается от периферии океана к центру, достигая максимума в обширной, несколько асимметрично расположенной области южного полушария, между экватором и 40° ю. ш.

В периферических районах Тихого океана в терригенных песчано-алевритовых осадках содержание марганца минимально ($<0,2\%$). Мористее в глинистых и алевритово-глинистых илах концентрация его постепенно возрастает. В глинистых осадках периферической зоны океана, в пределах полосы, где возможно вертикальное подсосывание марганца в диагенезе, содержание этого элемента обычно находится в пределах $0,2-0,5\%$. Но в некоторых районах, где эти вертикальные миграции, видимо, выражены наиболее сильно, содержание марганца повышается до $0,5-1,0\%$, а иногда и выше (до $1,5-2\%$). Локально, впрочем, концентрации марганца в этой полосе падают до $<0,2\%$, что придает его распределению по периферии океана довольно пестрый вид.

В пелагических осадках более центральных частей океана примерно $1/3$ площади покрыта илами с содержанием марганца $0,2-0,5\%$; эти концентрации локализованы почти везде во внешней части пелагической области. При этом максимальные площади с концентрацией марганца

0,2—0,5% расположены в красных глинах северной части Тихого океана (до 20° с. ш.). Огромным пятном, также составляющим почти $\frac{1}{3}$ площади пелагической области океана, располагаются концентрации марганца от 0,5 до 1,0%, а в нем находится крупная зона с содержанием марганца 1,0—3,0%. В крайней восточной части океана в пределах этой зоны в карбонатных осадках вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия и на локальных участках близ него встречаются ареалы с содержанием марганца >5%.

Наряду с резко повышенными значениями марганца, в пелагических осадках имеются, однако, пятна и очень низких его содержаний. Обычно они малы или очень малы и соответствуют песчано-алевритовым осадкам. Исключение составляет довольно обширное пятно пониженных содержаний марганца в глинистых радиоляриевых илах, расположенное севернее экватора. Содержание марганца здесь снижается до <0,2%.

Сопоставляя распределение марганца с распределением железа в поверхностных слоях тихоокеанских отложений, нетрудно видеть, что они локализованы по совершенно различным планам.

На карте распределения железа (см. фиг. 4 и 6) наиболее характерной чертой является широтная зональность. На карте марганца такой зональности нет, вернее от нее остались лишь следы. Широтная зональность сменяется здесь концентрически расположенным нарастанием содержаний марганца от берегов океана к его центру. Периферические зоны обеднены марганцем, более внутренние резко обогащены им; максимум содержаний марганца локализован несколько асимметрично на юго-востоке между экватором и 40° ю. ш. Эта простая схема усложнена наличием большого числа относительно небольших пятен, в одних из которых содержания марганца резко увеличены, в других, напротив, уменьшены.

Таким образом, карта марганца отличается от карты железа сдвигом больших масс марганца из периферических областей в более центральные, в частности в юго-восточную.

Общих черт, которые все же проступают в распределении железа и марганца, всего две: 1) повышенные содержания марганца (0,2—0,5%) в некоторых богатых железом песчано-алевритовых вулканогенных осадках периферических районов океана (Курильских о-вов, Идзу-Бонинских, Новой Гвинеи, Новых Гебрид и др.); 2) участки резкого обогащения марганцем юго-восточной части океана почти точно отвечают участкам обогащения железом.

Наличие в площадном распределении марганца иного плана сравнительно с распределением железа не является специфической особенностью именно Тихого океана. Совершенно то же явление отмечено Э. А. Остроумовым (1955) для Охотского моря, а Н. М. Страховым (1960) для Черного моря. И даже самый характер отличий тот же: во всех случаях осадки периферических областей бассейна обеднены марганцем сравнительно с железом, а центральные обогащены им, т. е. имеет место пелагический сдвиг высоких содержаний марганца сравнительно с содержанием железа.

Как указывалось выше, распределение железа и марганца по гранулометрическим типам осадков также принципиально различно и профиль марганца отличается от профиля железа сдвинутостью высоких концентраций в область более тонкозернистых осадков. Различия планов площадного распределения железа и марганца, следовательно, хорошо гармонируют с различиями распределения по типам осадков.

Что же вызывает этот пелагический сдвиг содержаний марганца сравнительно с железом? По-видимому, единственное: большая геохи-

мическая подвижность марганца сравнительно с железом, что реально выражается в большей роли растворов и коллоидных взвесей в его миграциях, независимо от того, каков источник вещества — терригенный или вулканогенный (Страхов, 1960).

5. К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ ВЛИЯНИЯ ВУЛКАНИЗМА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Основными источниками поступления железа и марганца в океан являются, как известно, снос материала с континентов и продукты вулканической деятельности. Пока еще трудно точно оценить роль вулканических продуктов в общем балансе вещества, участвующего в осадочном процессе вообще и в современном осадкообразовании в частности. Но попытки оценки этой роли уже сделаны. Из общей массы осадочных пород, накопившихся с D_1 по J_3 вулканогенный материал, по данным А. Б. Ронова (1959), составляет примерно 24%. Такую же оценку (25—35%) роли вулканогенного материала в современном осадкообразовании дает Н. М. Страхов. Главную массу вулканических продуктов при извержении образуют лавы, агломератовые потоки, лапилли, бомбы и пепел песчано-алевритовой размерности. В связи с этим реально около 90% вулканогенного материала остается вблизи вулканических очагов и лишь 10—12% составляет вклад вулканогенного материала в пелагические глубоководные осадки (Страхов, 1962).

В связи с тем, что какая-то, ближе пока не определяемая, часть железа и марганца, несомненно, имеет вулканическое происхождение, естественно поставить вопрос о характере влияния вулканизма на распределение этих элементов в тихоокеанских отложениях. Для решения этого вопроса нужно вскрыть те черты и особенности в распределении железа и марганца, которые достоверно связаны с воздействием вулканизма.

У железа таких особенностей, по-видимому, две. Первой является резкое обогащение железом грубозернистых прибрежных отложений вблизи очагов ныне действующих вулканов, а также хотя и потухших, но молодых вулканических островов. Это наблюдается вдоль Курильской, Алеутской и Марианской гряд о-вов, у Новой Гвинеи, Новых Гебрид, Самоа, Тонго и в других местах. Здесь железо поступает в осадок в твердой фазе в виде вулканогенных железистых и железосодержащих минералов. Гидротермальный вынос железа здесь действия не оказывает.

Другой особенностью распределения железа в тихоокеанских осадках является резко выраженные локальные высокие концентрации железа в юго-восточной части океана между экватором и 40° ю. ш. Максимальные концентрации железа здесь приурочены к известковым илам (железисто-марганцевисто-карбонатные осадки) вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. Характерно, что в составе этих осадков пирокластического материала почти не улавливается. Участки известковых илов, обогащенные железом, имеют вид узких и длинных полос, линейно вытянутых то меридионально, то широтно. Невольно напрашивается мысль, что в данном случае железо выносится уже не в твердой фазе, а в растворе подводными гидротермами. Здесь вулканизм воздействует на распределение железа уже своей жидкой гидротермальной фазой.

С поступлением растворенного эксгальационного железа, по-видимому, можно связать и локальное обогащение им осадков в районе о-вов Товарищества, Туамоту, Табуаи. Интересно отметить, что макси-

мальные концентрации железа здесь сдвинуты в глинистые осадки (красные глины и глинисто-карбонатные илы).

Вулканогенный вынос марганца в составе пирокластического материала также имеет место. Но влияние этой формы сказывается очень слабо, ибо как раз вблизи вулканических островов в песчано-алевритовых осадках содержание марганца невелико. Гораздо ярче сказывается вынос марганца в составе гидротерм в тех же местах юго-востока Тихого океана, где концентрируется в известковых илах и железо. Возникает вопрос, а не является ли вся вообще область высоких накоплений марганца к югу от экватора со значениями 1—3% результатом воздействия гидротерм? Ответить на него с полной определенностью пока еще нельзя.

Как видно из схемы механической денудации современных континентов (Страхов, 1960), основной снос терригенного материала в Тихом океане осуществляется в северной его части с побережий Северной Америки и Азии и влажных тропических районов побережья океана. В южной, особенно в юго-восточной, части океана терригенный сток резко снижается (сток терригенного материала с побережья Южной Америки в силу аридного климата ничтожен). Незначительный терригенный сток и медленные темпы осадкообразования в юго-восточной части Тихого океана приводят к относительному увеличению роли гидротермальных компонентов, в частности марганца, в составе осадков и к сдвигу в этот район наиболее высоких содержаний марганца.

Брамлет (Bramlette, 1961), характеризуя пелагические глины северной и южной частей Тихого океана, отмечал высокое содержание марганца в последних. Он связывал это со значительным удалением южной части Тихого океана от источников поступления терригенного материала, с крайне низкими скоростями осадконакопления (0,5—0,3 мм в 1000 лет, по данным Goldberg a. Koide, 1962).

Таким образом, обширное пятно высоких содержаний марганца в юго-восточной части океана, видимо, следует связывать не с особо сильной деятельностью гидротерм в этой области, а со значительно пониженными темпами осадконакопления, которые, так сказать, пассивно обогащают осадок марганцем (и железом) за счет не только гидротермального их выноса здесь, но и заноса сюда Mn и Fe, выброшенных реками далеко от места фиксации их на дне.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР, 1961.
- Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в толще вод Индийского океана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37 (3), 1962.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследования по программе МГГ. Океанология, № 10, 1964.
- Остроумов Э. А. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955.
- Остроумов Э. А. Железо в донных отложениях Охотского моря. Докл. АН СССР, т. 102, № 1, 1955.
- Петелин В. П., Остроумов Э. А. О некоторых особенностях распределения железа в осадках Охотского моря. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1958.
- Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. Геохимия, № 5, 1959.
- Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии, т. 45, 1961.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.

- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном породообразовании. Сов. геология, № 9, 1962.
- Bramlette M. N. Pelagic Sediments. Oceanogr. publ. Amer. Assoc. Advancement Science Wash. D. C., No. 61, 1961.
- Goldberg E. D. a. Arrhenius G. O. S. Chemistry of pacific pelagic sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 13, No. 213, 1958.
- Goldberg E. D. a. Koide M. Geochronological studies of deep-sea sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, 1962.
- Murray J. a. Renard A. F. Deep-sea deposits. Rep. on the scient. res. of the voyage of H. M. S. «Challenger», 1873—1876, 1891.
- Revelle R. R. Marine Bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its Seventh Cruise. Scientific Results of Cruise VII of the Carnegie during 1928—1929. Carnegie Inst. Wash. Publ., No. 556, 1944.
- Petterson M. N. A. a. Goldberg E. D. Feldspar distribution in South Pacific Pelagic Sediments. J. Geophys. Res., v. 67, No. 9, 1962.
- El-Wakeel S. K. a. Riley J. P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 25, No. 2, 1961.
- Wedepohl K. H. Spurenanalytische untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Geochim. et cosmochim. acta, v. 18, No. 3—3, 1960.

Институт океанологии
Москва

Дата поступления
21.V.1964

УДК 552.124.4 : 552.56 + 553.32 (265/266)

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. С. СКОРНЯКОВА, П. Ф. АНДРУЩЕНКО

В статье рассматриваются закономерности распределения и концентрации железо-марганцевых конкреций и их химический состав. Дается характеристика распределения Fe, Mn и малых элементов в конкрециях по площади дна Тихого океана.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНКРЕЦИЙ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ НА ДНЕ

Железо-марганцевые конкреции являются типичными минеральными новообразованиями глубоководных осадков океанов. Они представляют собой интерес как с точки зрения разработки общих вопросов океанического седиментогенеза, так и в связи с проблемами осадочного рудообразования.

Наличие железо-марганцевых конкреций в Тихом океане было установлено еще в конце прошлого столетия (Murray a. Renard, 1891) и в дальнейшем подтверждалось работами ряда экспедиций (Agassiz, 1902; Murray a. Lee, 1909; Dietz, 1955).

Наиболее обширные материалы по конкрециям были получены работами советских и американских экспедиций в период Международного Геофизического Года и после него (25—29-й рейсы э/с «Витязь», экспедиция «Даунвинд» и 34-й рейс э/с «Витязь»).

Железо-марганцевые образования в виде зерен, корок, плит и конкреций разнообразной формы и размеров широко развиты на дне Тихого океана. Диаметр конкреций изменяется от 0,05—1 мм до 20 см и более. Чаще всего встречаются конкреции размером 3—7 см в диаметре.

Основными морфологическими типами конкреций являются овальные, желвакообразные, шаровидные, почковидные (или гроздьевидные), лепешковидные и плитчатые. Иногда они имеют массивную неопределенную форму. Форма и размер конкреций в значительной степени определяются характером ядер.

Удается отметить некоторые закономерности в изменении формы и размера конкреций: размеры конкреций уменьшаются по направлению к континентам и островам. А. П. Лисицын по материалам 34-го рейса «Витязя» отметил также уменьшение конкреций до алевритово-гравийной размерности в экваториальной зоне повышенных скоростей седиментации. В этом же направлении происходит и изменение формы, физических свойств и, как мы увидим дальше, вещественного состава конкреций.

Ближе к континентам, островам и в экваториальной зоне обычно встречаются мелкие конкреции лепешковидной и неправильной гроздьевидной или почковидной формы. При этом они более мягкие, легко ломаются руками, поверхность их шероховатая, излом землистый, цвет от буровато-коричневого до землисто-черного.

В тропических районах океана с минимальными скоростями седиментации конкреции обычно более крупные, по форме овальные, желвакообразные, шаровидные, плитчатые и лепешковидные (с ядрами из туфогенного материала), очень плотные, с трудом разбиваются молотком, с глянцеватой поверхностью и раковистым изломом, обычно черного цвета.

Железо-марганцевые конкреции залегают на самой поверхности дна океана в различных типах осадков: в красных глинах, биогенных и терригенных осадках. Наиболее широко они представлены в красных глинах, радиоляриевых и карбонатных осадках.

В пробах донных осадков, собранных на э/с «Витязь», «Альбатрос», «Челленджер» и экспедицией «Даунвинд», железо-марганцевые конкреции были встречены в 50% образцов красных глин, 70% радиоляриевых илов и 16% карбонатных илов. В терригенных и терригенно-диатомовых осадках конкреции обнаружены в единичных случаях (Скорнякова, Зенкевич, 1961). При этом учитывались лишь конкреции размером более 1 см. Микроконкреции же являются обычной составной частью красных глин и пелагических органогенных осадков.

Железо-марганцевые конкреции встречены на ложе океана на глубинах обычно более 3500—4000 м, а на подводных возвышенностях на меньших глубинах. Недавно небольшие скопления марганцевых конкреций были обнаружены и на мелководных банках — к югу от острова Хонсю (Niino, 1959).

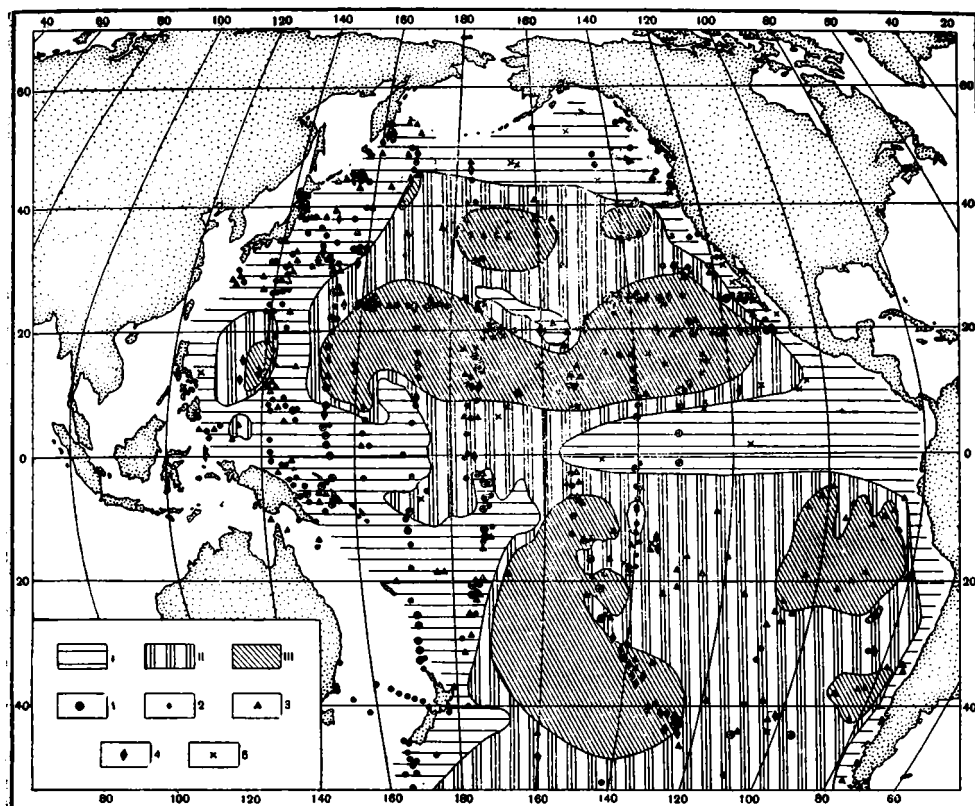
Основная масса конкреций обнаружена в глубоководных океанических котловинах (Северо-Восточной, Северо-Западной, Центральной, Южной и Перуанской). Все эти котловины обладают сложно расчлененным рельефом с амплитудой от сотен метров до 1—2 км. Интересно отметить, что граница преимущественного распространения конкреций в северо-восточной части Тихого океана совпадает с границей сильно расчлененного рельефа ложа океана (Menard, 1959; Зенкевич, 1962). В окраинных частях океана, на материковом склоне и на аккумулятивных равнинах железо-марганцевые конкреции почти не встречаются.

Приуроченность скоплений железо-марганцевых конкреций к красным глинам и карбонатным осадкам, к зонам расчлененного рельефа можно объяснить низкими скоростями осадконакопления, благоприятствующими их формированию.

Накопившийся за последние годы большой фактический материал позволил составить карту распределения конкреций в Тихом океане (фиг. 1) и дать некоторую оценку их площадных концентраций (Скорнякова и Зенкевич, 1961; Мего, 1960, 1962; Menard а. Shippek, 1958).

Для составления карты использованы данные сборов тралами (материалы э/с «Витязь», «Челленджер», «Альбатрос» и экспедиции «Даунвинд»), дночерпателями («Витязь» и «Обь») и данные фотографирования дна, выполненного в экспедициях «Витязя», «Даунвинда» и «Мунсун».

На карте условно выделены зоны с различным содержанием конкреций — «мало», «много» и «рудные концентрации». Область с малым содержанием конкреций охватывает периферические районы океана, где распространены главным образом терригенные, терригенно-диатомовые и карбонатные осадки. Здесь встречены мелкие единичные конкреции, чаще же можно наблюдать лишь тонкие пленки окислов железа и марганца на поверхности рассеянного в осадках грубообломочного материала ледового разноса, а также галек пемзы. Мало конкреций, преимущественно микроконкреций, обнаружено также в карбонатных осадках восточной экваториальной зоны Тихого океана.



Фиг. 1. Карта распределения железо-марганцевых конкреций на дне Тихого океана. Концентрация конкреций: I — мало, II — много, III — рудные. Геологические станции: 1 — фотографии дна, 2 — дночерпательные пробы, 3 — траловые пробы, 4 — станции, на которых конкреции получены с помощью трубок, 5 — станции иностранных экспедиций без указания орудия сбора и количественной оценки

В областях, содержащих значительные количества конкреций («много»), развиты красные глины, радиоляриевые и окисленные карбонатные илы. По материалам 29-го рейса «Витязя» из 46 станций, где пробы были взяты в красных глинах Северо-Восточной котловины Тихого океана, конкреции были встречены на 27 станциях.

Площади рудных концентраций конкреций — это зоны, в которых 20—50% площади дна океана покрыто конкрециями. На некоторых подводных поднятиях концентрация их достигает 80—90%. По сути дела эти области дна океана представляют собой площади почти сплошного распространения глубоководных железо-марганцевых руд. Осадки этой зоны представлены красными глинами и радиоляриевыми илами, реже карбонатными илами. Оценка частоты встречаемости конкреций в различных типах осадков показала, что высокие рудные концентрации содержатся примерно в 20% проб красных глин и радиоляриевых илов и в 5% проб карбонатных осадков.

Основные зоны высоких рудных концентраций встречены в северной части Тихого океана между 10—30° с. ш. и в центральной части Северо-Восточной котловины. В северо-восточной части океана, между Гавайскими о-вами и побережьем Калифорнии, по данным подводных фотографий, концентрация конкреций составляет 21—38% (в среднем 30%). В южной части Северо-Западной котловины (севернее Срединно-

Тихоокеанского поднятия) она колеблется от 26 до 52% (в среднем 37%). В южной части Тихого океана рудные концентрации конкреций обнаружены в Южно-Тихоокеанской, Перуанской и Чилийской котловинах. По данным Менарда и Шипека (Menard a. Shippek, 1958), концентрация конкреций в юго-восточной части Тихого океана колеблется в пределах 25—50%.

Закономерности распределения конкреций на площади дна Тихого океана и в частности их рудных зон так же, как изменения их формы, размеров и физических свойств, определяются условиями осадкообразования и прежде всего скоростями седиментации.

Области максимальных концентраций конкреций соответствуют зонам минимального поступления терригенного материала и низкой биологической продуктивности, зонам минимальной скорости седиментации.

По данным Гольдберга и Коиде (Goldberg a. Koide, 1962), скорости осадконакопления в северной тропической области — около 1 мм в 1000 лет, в юго-восточной части Тихого океана — 0,3—0,5 мм в 1000 лет.

К зонам максимальных концентраций конкреций приурочены и максимальные скопления современных и древних зубов акул. В этих зонах, в песчано-алевролитовой фракции пелагических осадков, В. П. Петелиным и И. А. Алексиной (1964) отмечено обилие мелких зубов рыб и филлипсита. Все это, а также данные абсолютного возраста свидетельствуют о крайне медленных темпах седиментации.

В периферических районах океана, где резко увеличивается количество поступающего терригенного материала и скорости седиментации возрастают в десятки раз и более, количество конкреций резко сокращается, а подчас они совсем отсутствуют.

В условиях высоких скоростей седиментации, где формируются лишь зачаточные конкреционные образования (мелкие конкреции, микроконкреции или пленки рудного вещества на обломках пород), они погребаются под быстро накапливающимся осадочным материалом и рост их прекращается.

Все приведенные выше данные характеризуют закономерности распределения конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Но распространение конкреций не ограничивается поверхностью дна океана (Menard a. Shippek, 1958; Скорнякова и Зенкевич, 1961). По материалам 29-го рейса «Витязя», в колонках северо-восточной части Тихого океана рассеянные конкреции (от 1 до 6 см в диаметре) были встречены до глубины 3 м.

Интересные данные о вертикальном распределении конкреций в центральной части Тихого океана были получены А. П. Лисицыным в 34-м рейсе «Витязя». Рассеянные конкреции здесь были встречены до глубины 7,5 м. При этом в ряде колонок, взятых трубками большого диаметра, были обнаружены прослой, сильно обогащенные конкрециями. Так, на станции 5112 в колонке красной глины большое количество конкреций было встречено на горизонтах 0—20 и 60—100 см. На станции 5114 конкреции (до 2,5 см в диаметре) содержались в верхней части колонки, а ниже был обнаружен прослой, обогащенный конкрециями (до 5 см в диаметре) на глубине 130—150 см. На станции 5139 много мелких конкреций было найдено в верхней части колонки. Кроме того, прослой, обогащенный обломками базальта и конкрециями, был встречен на горизонте 105—115 см. Конкреции и обломки лавы здесь составляли 20—30% осадка.

Приведенные данные свидетельствуют о широком распространении конкреций не только на поверхности дна, но и в толще осадков Тихо-

го океана. При этом в толще осадков, так же как и на поверхности, прослеживаются горизонты, значительно обогащенные конкрециями. Это позволяет предположить, что в геологической истории океана были эпохи, особенно благоприятные для широкого формирования конкреций.

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИИ

Исследованию химического состава конкреций Тихого океана посвящен целый ряд работ (Murray a. Renard, 1891; Goldberg, 1954; Dietz, 1955; Riley a. Sinhaseni, 1958; Willis a. Ahrens, 1962; Скорнякова, Андрущенко и Фомина, 1962; Меро, 1960, 1962).

Наиболее многочисленные данные по химическому составу конкреций получены Дж. Меро.

В настоящее время Дж. Меро для Тихого океана выполнены рентгено-флюоресцентные анализы конкреций примерно со 110 станций. Часть анализов выполнена химическим путем (Меро, 1962).

Проведенные исследования показали значительные колебания химического состава конкреций на площади дна Тихого океана при довольно однообразном их составе в пределах отдельных районов. Это позволило Меро произвести районирование Тихого океана по химическому составу конкреций и выделить провинции с их определенным составом (Меро, 1962).

Настоящая статья основана на материале химических анализов конкреций, выполненных в геохимической лаборатории ИОАН и ИГЕМ (около 80 анализов по 50 станциям), и неопубликованных данных рентгено-флюоресцентных и химических анализов, любезно присланных нам сотрудником Калифорнийского университета Дж. Меро (для 88 станций). Анализу подвергались обычно рудные оболочки конкреций; в тех случаях, когда ядра были почти полностью замещены рудным веществом, анализировалась средняя проба конкреций, в некоторых случаях проба нескольких мелких конкреций. Методика анализов приведена в статье Скорняковой и др. (1962).

В табл. 1 даны пределы колебания и среднее содержание в конкрециях 28 элементов. Приведенные данные свидетельствуют о значительном обогащении конкреций Fe, Mn и некоторыми малыми элементами по сравнению с осадками. Это хорошо видно при сопоставлении среднего химического состава конкреций и пелагических тихоокеанских глин.

Ведеполь (Wedepohl, 1960), анализируя среднее содержание 20 малых элементов в глубоководных глинах Тихого и Атлантического океанов, современных мелководных глин и древних глинистых сланцев, установил значительное обогащение пелагических глин, особенно глин Тихого океана, следующими элементами: Mo, Mn, Co, Cu, Ni, Pb и Zn.

Из приведенных в табл. 2 коэффициентов концентрации 18 элементов в конкрециях по сравнению с глубоководными глинами Тихого океана видна высокая концентрация некоторых малых элементов. По величине концентрации они могут быть разбиты на три группы: 1) элементы с высокой степенью концентрации (в порядке убывания концентрации: Mn, Co, Ni, Pb, Mo, Sr, V, Zr, Zn); 2) элементы, присутствующие в количествах, сравнимых с их концентрациями в глубоководных глинах (Ti, Y, Ba); 3) элементы, которые в конкрециях практически не накапливаются (Sc, Cr, Ga). Максимальные величины концентраций (31, 6—22, 3) отмечены для Mn, Co и Ni, дальше по степе-

Таблица 1

Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана

Элементы	Количество проб	Содержание, вес. %			Элементы	Количество проб	Содержание, вес. %		
		максимум	минимум	среднее			максимум	минимум	среднее
B **	54	0,06	0,007	0,029	Co	122	1,52	0,06	0,31
Na *	79	4,7	0,46	2,06	Ni	124	1,54	0,036	0,67
Mg	92	2,4	0,42	1,76	Cu	122	1,90	0,01	0,43
Al	124	7,93	0,48	3,27	Zn	81	0,15	0,019	0,071
Si	124	20,56	0,52	8,27	Ga **	54	0,003	0,0002	0,001
P	46	0,38	0,031	0,17	Sr	86	0,17	0,02	0,086
K	107	2,41	0,20	0,74	Y **	54	0,045	0,033	0,016
Ca	124	12,6	0,63	1,98	Zr **	54	0,12	0,009	0,063
Sc **	54	0,003	0,001	—	Mo	86	0,071	0,006	0,04
Ti	123	2,52	0,06	0,66	Ag	5	0,0006	—	0,0003
V **	54	0,11	0,021	0,054	Ba	97	0,98	0,05	0,32
Cr **	54	0,007	0,001	—	La **	54	0,024	0,009	0,016
Mn	124	42,3	1,7	21,06	Yb **	54	0,0066	0,0013	0,0031
Fe	124	21,7	0,83	11,97	Pb	90	0,25	0,011	0,10

* Таблица составлена по данным анализов ИОАН, ИГЕМ и Метро (1962).

** Содержания этих элементов даны по данным Метро (1962).

ни обогащения следуют Cu, Pb и Mo (10,7—8,7) и Sr, V, Zn и Zr (4,3—3,5).

Как видно из таблиц 1 и 2, тот же комплекс обогащенных элементов, за некоторым исключением, обнаружен и в глубоководных тихоокеанских глинах. Различие здесь состоит в основном в последовательности расположения элементов по степени концентрации. Это связано с различной геохимической подвижностью элементов в процессе диагенеза. Ряд геохимической подвижности элементов (в порядке убывания) в процессе формирования конкреций выглядит так: Mn→Co→Ni→Cu→Pb→Mo→Sr→V→Zn→Fe→Ti→La.

При этом надо иметь в виду, что речь идет о диагенетических преобразованиях (миграциях), идущих в самой поверхностной пленке осадка — в зоне вода — грунт, где и происходит формирование конкреций.

Таблица 2

Степень концентрации элементов в конкрециях Тихого океана

Элементы	Содержание, вес. %			Коэффициент концентрации элементов в конкрециях по сравнению с глубоководными глинами	Элементы	Содержание, вес. %			Коэффициент концентрации элементов в конкрециях по сравнению с глубоководными глинами
	конкреции	глинистые сланцы и современные мелководные глины*	глубоководные глинистые илы Тихого океана*			конкреции	глинистые сланцы и современные мелководные глины*	глубоководные глинистые илы Тихого океана*	
Sc	0,001	0,0013	0,0025	0,04	Zn	0,071	0,0095	0,020	3,5
Ti	0,66	0,46	0,46	1,43	Ga	0,001	0,0019	0,0019	0,05
V	0,054	0,013	0,013	4,1	Sr	0,086	0,025	0,020	4,3
Cr	0,001	0,01	0,0078	0,013	Y	0,016	0,0027	0,015	1,06
Mn	21,06	0,085	0,67**	31,6	Zr	0,063	0,016	0,016	3,9
Fe	11,97	4,83	5,65**	2,1	Mo	0,04	0,0001	0,0046	8,7
Co	0,31	0,0013	0,011	28,2	Ba	0,32	0,075	0,40	0,8
Ni	0,67	0,0053	0,030	22,3	La	0,016	0,0092	0,015	1,06
Cu	0,43	0,0048	0,040	10,7	Pb	0,10	0,002	0,011	9

* По данным Ведыполя и др. (Wedepohl, 1960).

** По нашим данным.

Как установлено, в толще пелагических осадков Тихого океана с большой мощностью окисленного слоя перераспределения и миграции Mn и Fe не происходит. Миграция наблюдается только в самой поверхностной пленке осадка.

В периферических районах океана в терригенных осадках с высоким содержанием органического вещества, наоборот, отмечается диагенетическое перераспределение Mn, а, возможно, и малых элементов, в толще осадков и его миграция в поверхностный слой. Это может привести в определенных условиях к дополнительному обогащению конкреций Mn за счет подсасывания из толщи осадков.

Приведенные в табл. 2 коэффициенты концентрации являются средними для тихоокеанских конкреций. В отдельных районах Тихого океана в зависимости от конкретных условий осадкообразования (скорости седиментации, поступления разбавляющего терригенного материала, содержания органического вещества и др.) величины коэффициентов концентрации значительно колеблются.

3. ПЛОЩАДНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mn, Fe И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ

С целью изучения распределения Mn, Fe и малых элементов в конкрециях по площади дна Тихого океана нами составлены специальные геохимические карты. При этом использованы данные наших химических анализов и рентгено-флуоресцентных и химических анализов Меро (1960, 1962).

Для оценки представительности полученных данных по химическому составу конкреций на некоторых станциях производились анализы двух разных конкреций или двух средних проб. Данные этих анализов

Таблица 3

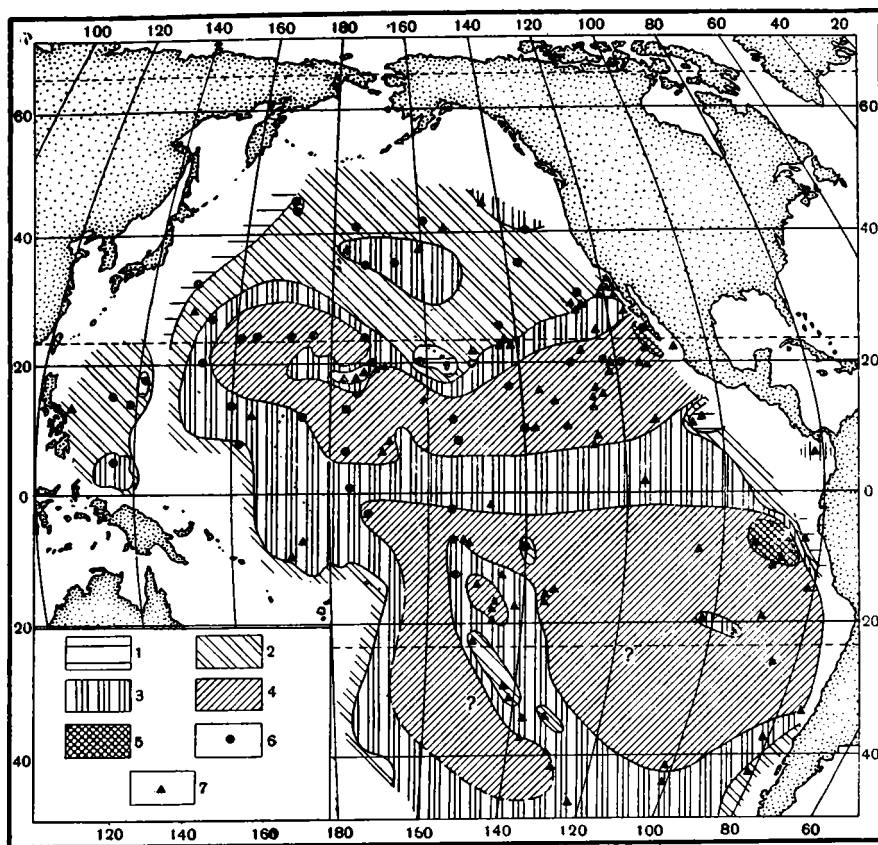
Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана, вес. %

№ станции и элементы	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Co	Cu
4191 *	9,49	0,62	2,81	11,51	16,06	14,05	1,74	0,48	0,29	0,21
4191 **	13,39	0,49	4,27	9,5	16,5	—	1,43	0,58	0,22	0,36
4199 ***	10,28	0,64	3,64	13,07	14,23	1,18	1,56	0,38	0,12	0,31
4199 **	12,9	0,65	4,92	13,0	10,4	—	1,14	0,33	0,29	0,29
4217 ***	9,17	0,45	3,44	14,04	15,22	1,11	1,93	0,43	0,13	0,21
4217 **	10,93	0,49	4,18	11,2	16,7	—	1,34	0,74	0,15	0,45
4239 ***	15,68	0,30	5,36	5,17	12,49	0,90	1,27	0,46	0,10	0,43
4239 **	13,36	0,45	9,2	4,7	7,0	—	0,69	0,44	0,14	0,45
4289 ***	9,60	0,42	4,29	9,24	19,84	1,29	2,17	0,83	—	0,50
4289 **	7,29	0,65	3,86	8,7	21,8	—	1,51	1,10	0,33	0,91
4351 *	6,06	0,60	2,63	11,91	20,22	1,81	1,77	0,53	0,46	0,38
4351 ***	5,92	0,67	2,40	13,24	20,69	1,43	1,73	1,09	0,39	—
4359 *	7,17	0,70	3,11	14,59	16,08	1,64	1,58	0,41	0,36	0,29
4359 ***	6,76	0,59	3,12	14,52	17,10	1,28	1,70	0,48	0,25	—
DWBD = 4 *	0,52	1,04	0,56	11,47	23,81	1,65	2,88	0,31	1,52	0,064
DWBD = 4 **	0,70	1,11	0,37	12,6	23,2	—	3,14	0,58	1,53	0,095
DWHD = 15 *	5,84	0,65	2,82	12,83	19,09	2,02	2,02	0,81	0,49	—
DWHD = 15 **	7,38	0,29	4,55	8,1	20,3	—	2,0	1,17	0,12	1,07
DWHD = 47 **	5,65	0,37	2,63	9,6	24,5	—	1,55	1,02	0,13	0,59
DWHD = 47 ***	4,90	0,37	3,41	9,51	24,2	2,18	2,08	1,07	0,22	0,20

* Химические анализы выполнены в ИОАН СССР.

** Рентгено-флуоресцентные анализы, выполненные Меро (Меро, 1960, 1962).

*** Химические анализы, выполненные в ИГЕМ АН СССР.

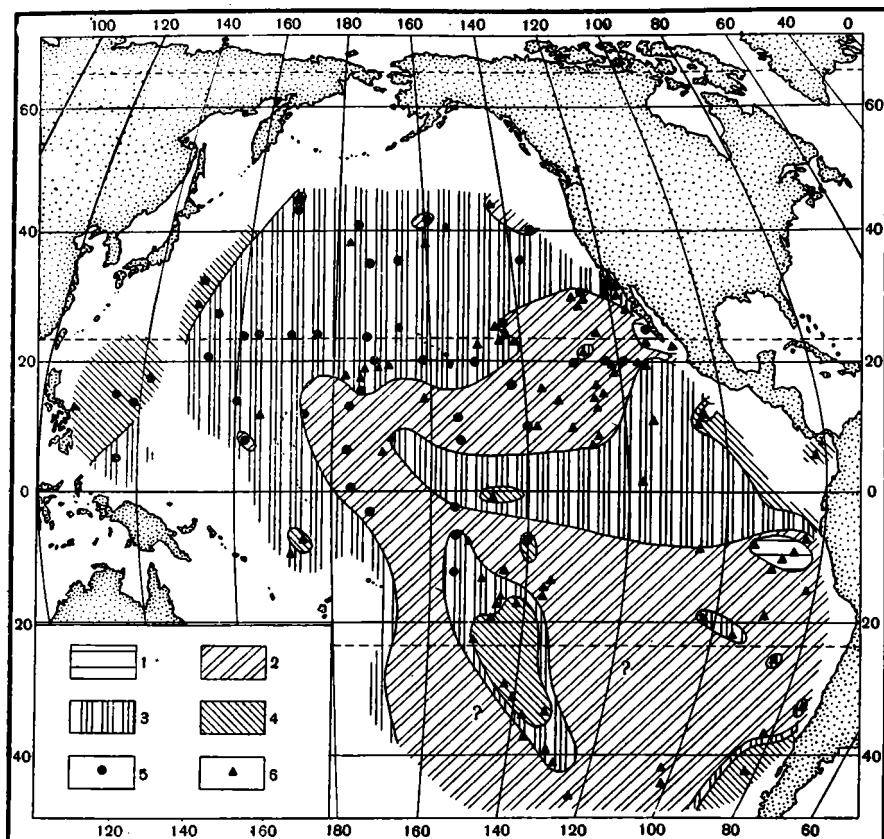


Фиг. 2. Карта распределения Мп в железо-марганцевых конкрециях (в %).
1 — <10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4 — 20—30; 5 — >30. Точки станций, по которым выполнены
определения Мп: 6 — станции э/с «Витязь», 7 — станции иностранных экспедиций

приведены в табл. 3. Как видно из нее, в большинстве случаев состав различных конкреций в пределах станций довольно близок. При этом разброс содержания элементов находится обычно в пределах величин, характерных для данного района. Таким образом, имеющиеся анализы вполне могут быть использованы для установления общих закономерностей изменения состава конкреций по площади дна.

Содержание марганца в тихоокеанских конкрециях колеблется от 1,7 до 42,3%, составляя в среднем 21,06%. На составленной нами карте выделены участки с содержанием марганца в конкрециях до 10; 10—15; 15—20; 20—30 и более 30% (фиг. 2).

Карта демонстрирует вполне закономерное распределение рудных концентраций марганца по площади дна океана. Сущность этой закономерности состоит в увеличении содержания марганца в конкрециях от периферии к центральным районам океана и сдвиге его максимальных концентраций от центра в восточном и юго-восточном направлениях. На карте выделяются две обширные области повышенного содержания марганца в северной тропической и юго-восточной частях Тихого океана. Здесь содержание марганца обычно более 20%. При этом максимальные его концентрации сдвинуты в восточные районы океана. Более 30% Мп встречено в конкрециях вдоль Калифорнийско-



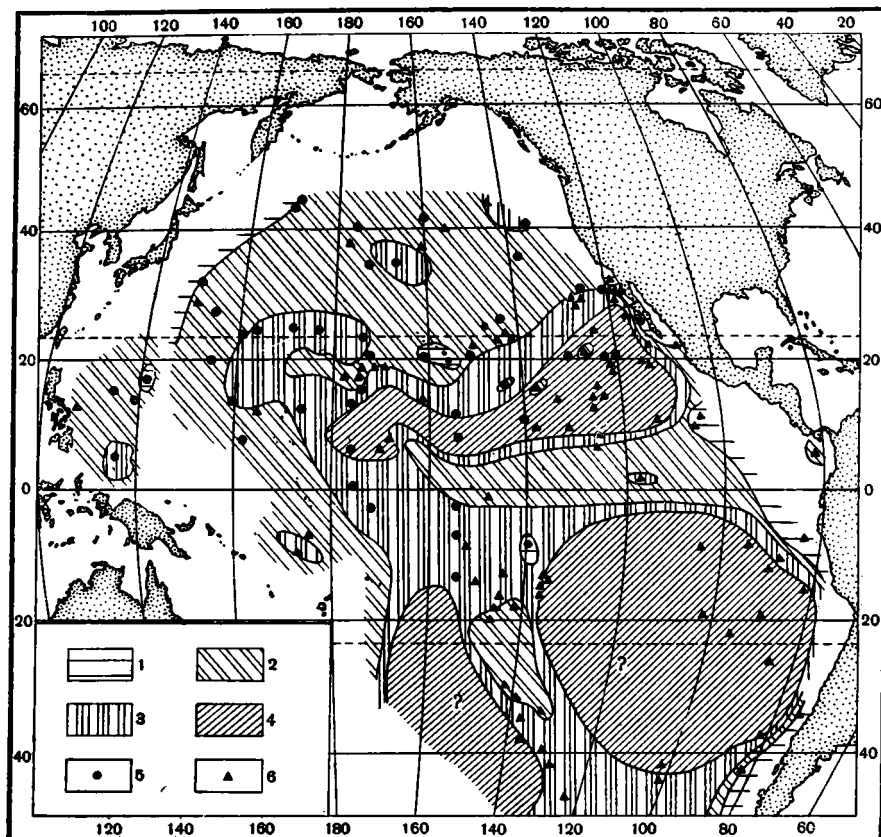
Фиг. 3. Карта распределения Fe. в железо-марганцевых конкрециях (в %).
 1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—15; 4 — >15. Точки станций, на которых выполнены определения Fe: 5 — станции э/с «Витязь», 6 — станции иностранных экспедиций

го п-ова («Витязь» — ст. 4265) и к югу от Галапагосских о-вов («Альбатрос» — ст. 4711, 4658, 4660).

В конкрециях экваториальной зоны и в периферических районах океана содержание марганца уменьшается. При этом наиболее резкое падение концентраций отмечено для северной и западной частей океана. В экваториальной зоне содержание марганца снижается до 15—20%. Сходные величины отмечены в районе о-вов Полинезии и в центральной части северо-восточной котловины. На обширной площади северной и западной частей Тихого океана и крайних периферических районов восточной части содержание марганца падает до 10—15% и менее. Минимальные содержания марганца (5%) обнаружены в железистых и марганцевисто-железистых конкрециях Филиппинской котловины, около Гавайских о-вов и Центральной Америки.

Содержание железа в тихоокеанских конкрециях колеблется от 0,83 до 21,7%, составляя в среднем 11,97%. Карта распределения железа (фиг. 3) демонстрирует картину почти противоположную картине распределения марганца.

Содержание железа уменьшается от периферических к центральным пелагическим районам океана, при этом его минимальные концентрации сдвинуты в восточные и юго-восточные районы. Наиболее низкие содержания железа (5—10%) встречены в северной тропиче-



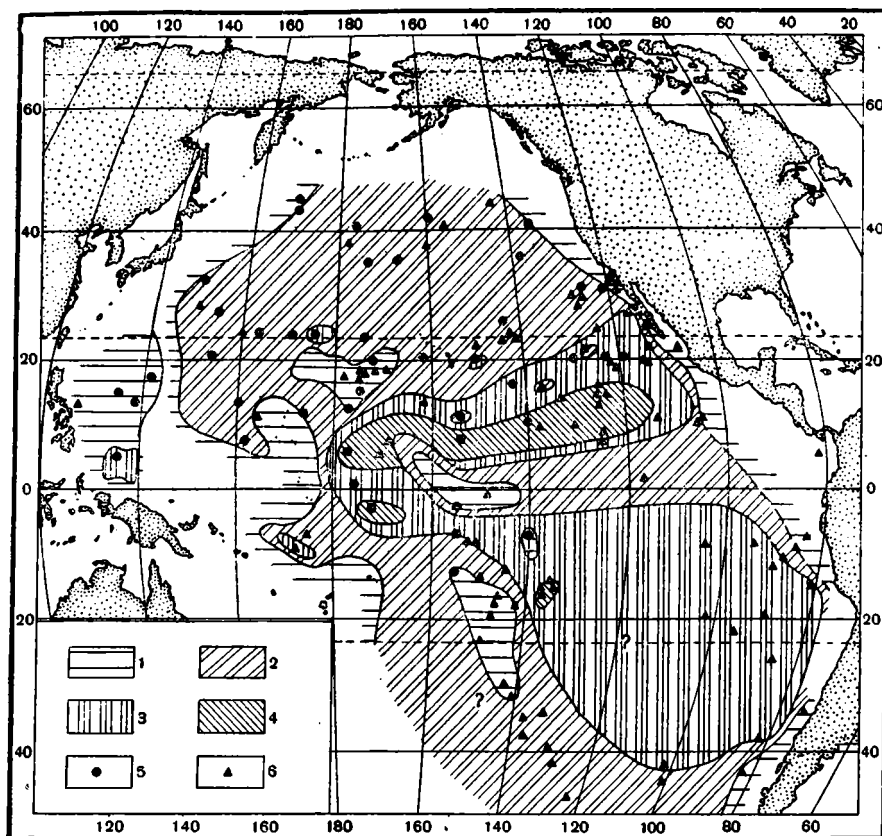
Фиг. 4. Карта распределения Ni в железо-марганцевых конкрециях (в %).
 1 — <0,2; 2 — 0,2—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — >1,0. Точки станций, на которых выполнены определения Ni: 5 — станции э/с «Витязь», 6 — станции иностранных экспедиций

ской и юго-восточной частях Тихого океана, в зонах наиболее высоких содержаний марганца. Минимальные концентрации железа обнаружены в конкрециях вдоль Калифорнийского п-ова и к югу от Галапагосских о-вов.

Содержание железа увеличивается в периферических частях океана. Более 10% Fe (10—15%) наблюдается в обширной области северной, западной и периферических районах южной части океана. Интересно, что сходные концентрации железа обнаружены также и в экваториальной области.

Максимальные содержания железа (более 15%) отмечены в конкрециях вблизи материков и островов центральных районов океана. Здесь развиты преимущественно железистые и марганцевисто-железистые конкреции с соотношением Fe:Mn более единицы (до 3—4). Так, в конкрециях Филиппинской котловины содержится 18,4—19,4% Fe, вдоль побережья Южной и Центральной Америки — 15—19,4%, в районе Маркизских о-вов — 18,2%, о-вов Туамоту, Товарищества и Табуаи 15,5—21,7%.

Таким образом, установлена следующая закономерность в изменении содержания Fe и Mn в конкрециях; максимальные концентрации марганца тяготеют к пелагическим районам океана, а железа — к периферическим и приостровным частям.



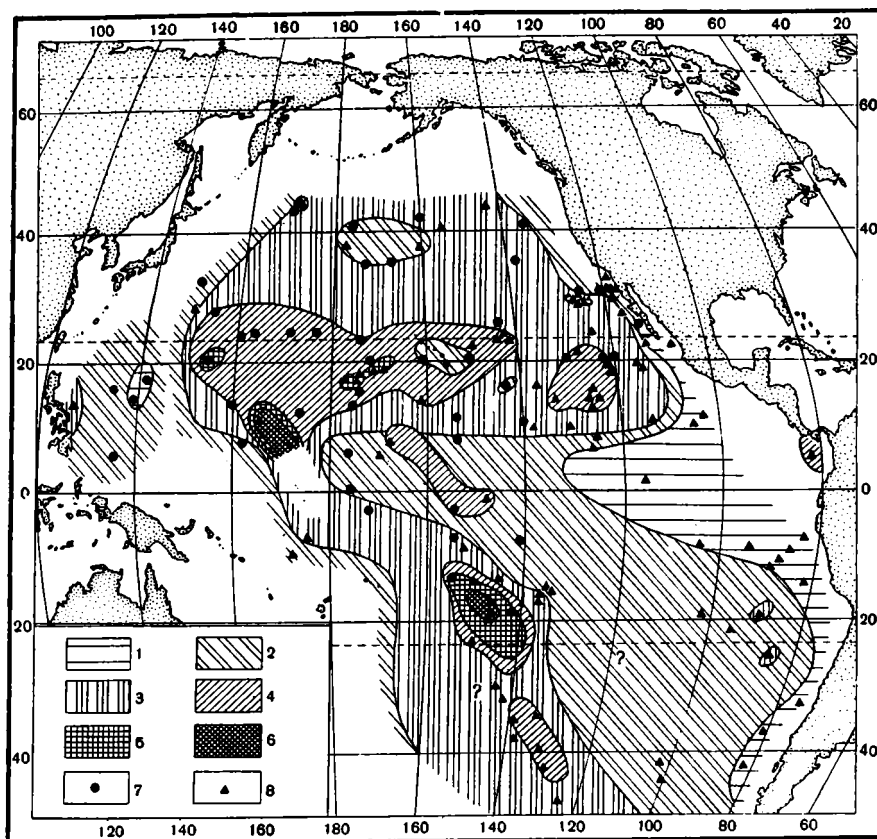
Фиг. 5. Карта распределения Cu в железо-марганцевых конкрециях (в %).
 1 — $<0,2$; 2 — $0,2-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $>1,0$. Точки станций, на которых выполнены определения Cu : 5 — станции э/с «Витязь», 6 — станции иностранных экспедиций

Нами составлены также карты распределения Ni , Co , Cu , Zn , Mo , Pb , Ti в конкрециях. Остановимся на характеристике распределения Ni , Cu , Co — элементов с наиболее высокой концентрацией в конкрециях.

Распределение Ni и Cu очень сходно с распределением Mn . Содержание никеля колеблется от 0,036 до 1,54% (в среднем 0,66%). Концентрация его в тихоокеанских конкрециях возрастает от периферии к центру. Наиболее высокие его содержания (0,5—1,0%) обнаружены в конкрециях северной тропической области, Центральной тихоокеанской котловине и в юго-восточной части Тихого океана (фиг. 4). При этом максимальные концентрации (более 1%) локализованы в более восточных районах северной тропической и юго-восточной частей океана.

Содержание никеля уменьшается в периферических районах океана. Обширная область северной и западной частей океана характеризуется содержанием 0,2—0,5%. Такие же содержания обнаружены в конкрециях восточной части экваториальной области и в районе о-вов Туамоту, Товарищества и Табуаи. Минимальные величины никеля ($<0,2\%$) отмечены в конкрециях крайних периферических районов океана и некоторых островов.

Содержание меди в конкрециях колеблется от тысячных долей про-



Фиг. 6. Карта распределения Co в железо-марганцевых конкрециях (в %).

1 — <0.1 ; 2 — $0.1-0.2$; 3 — $0.2-0.3$; 4 — $0.3-0.5$; 5 — $0.5-1.0$; 6 — >1.0 . Точки станций, на которых выполнены определения Co : 7 — станции э/с «Витязь», 8 — станции иностранных экспедиций

цента до 1,9% (среднее 0,42%). В распределении меди (фиг. 5) в конкрециях по площади дна Тихого океана много общего с распределением никеля и марганца. Минимальные ее количества обнаружены в периферических районах океана и вблизи островов. Содержание меди увеличивается в открытых частях океана, причем ее наиболее высокие количества еще более узко локализованы, чем у никеля, и сдвинуты на восток. Области наиболее высоких содержаний меди (0,5—1%) расположены в северном тропическом и центральном и юго-восточном районах океана. Максимальные концентрации меди (1,0—1,9%) приурочены к области распространения радиоляриевых осадков.

В конкрециях северной, западной, южной умеренной и восточной экваториальной частей океана содержание меди снижается до 0,2—0,5%. Меньше 0,2% Cu встречено в крайних периферических, приостровных районах и на Срединно-Тихоокеанском поднятии.

Сходство распределения Ni , Cu и Mn свидетельствует о тесной связи этих элементов с марганцем. Зависимость между этими элементами характеризуют и графики соотношений $\text{Mn}:\text{Ni}$, $\text{Mn}:\text{Cu}$ и $\text{Ni}:\text{Cu}$.

Интересно отметить существование сходных закономерностей распределения по площади дна для Mo и Zn .

Иная картина распределения у Co, Pb и Ti. Концентрация кобальта в конкрециях колеблется от следов до 1,52%, составляя в среднем 0,31%. Картина распределения кобальта по площади дна до некоторой степени напоминает картину распределения железа, но в то же время имеются и существенные различия.

Характерной особенностью его распределения является, с одной стороны, локализация его максимальных концентраций в центральных приостровных областях океана и уменьшение содержания в крайних периферических районах массового распространения конкреций. С другой стороны, намечается общее уменьшение содержания Co, так же как и железа, с север-северо-запада и запада на восток и юго-восток, от 0,2—0,3% на севере до 0,1—0,2% на юго-востоке (фиг. 6).

Максимальные концентрации кобальта (более 1%) наблюдаются в районе Маршалловых о-вов (1,0%), о-вов Туамоту, Товарищества и Табуаи (1—1,54%); высокие (0,5—1,0%) содержания отмечены в районе Срединно-Тихоокеанского поднятия. Во всех перечисленных местах в конкрециях содержится обычно более 10% Fe, но максимальные концентрации Fe и Co сдвинуты относительно друг друга. Несколько повышенные концентрации кобальта (0,3—0,5%) приурочены также к северной тропической области океана. На остальной части площади содержание кобальта менее 0,3%.

В северной и западной частях океана содержание Co составляет 0,2—0,3% рудного вещества конкреций, в экваториальной и юго-восточной — 0,2—0,1%. Такие же содержания и менее (<0,1%) отмечены в крайних периферических районах океана.

Сходную картину распределения в конкрециях по площади дна дают Ti и Pb. Для них также характерна приуроченность максимальных содержаний к приостровным районам океана и сдвиг повышенных содержаний в север-северо-западные и западные районы. При этом железо и титан, с одной стороны, и кобальт и свинец, с другой, дают почти идентичную картину распределения.

4. СООТНОШЕНИЕ Fe и Mn В КОНКРЕЦИОННЫХ РУДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ОСАДКАХ

Одним из важных вопросов осадочного рудообразования является вопрос о соотношении рудных и рассеянных содержаний элементов.

Происходит ли процесс формирования марганцевых и железо-марганцевых руд на обычном кларковом уровне или же на фоне его повышенного содержания?

Анализ распределения процентных содержаний марганца в тихоокеанских осадках показал сдвиг повышенных концентраций его в пелагические районы. В пелагических красных глинах и карбонатных осадках, где формируется основная масса конкреций, содержание Mn обычно более 0,2%, а в ряде районов достигает 1—3%. В том же направлении сдвинут процесс рудообразования марганца в океане.

Сравнение карт распределения марганца в конкрециях и в осадках показывает, что формирование рудных концентраций марганца в океане происходит обычно на фоне его повышенных содержаний в осадках. Но прямой зависимости между рудными конкреционными и рассеянными содержаниями марганца в осадках не существует. Так, в конкрециях юго-восточной части океана максимальные (20—30%) концентрации марганца образуются на фоне резко повышенных его рассеян-

ных содержаний в красных глинах и карбонатных осадках 1—3%. В северной тропической зоне океана сходные рудные концентрации Мп соответствуют его рассеянному содержанию 0,3—0,7% в красных глинах и 0,1—0,3% радиоляриевых илах.

В экваториальной зоне при содержании марганца в карбонатных осадках 0,5—0,1% его концентрация в конкрециях снижается до 15—20%, а в северной и западной частях океана рудные концентрации Мп (от 10 до 19%) образуются на фоне низких содержаний 0,2—0,5% Мп в осадках. Наконец, в терригенных глинистых илах периферических районов северной части океана, за границей мощной толщи окисленных осадков, в которых содержание марганца за счет диагенетического «подсоса» достигает иногда более 1—1,5%, конкреции вообще не встречены или характеризуются крайне низкими его содержаниями (<10%).

Сравнение карт процентного содержания железа в осадках и конкрециях также свидетельствует об отсутствии прямой зависимости между рассеянными и рудными его концентрациями.

Чрезвычайно любопытные данные для понимания распределения рудных концентраций Мп и Fe дают коэффициенты (кларки) их концентраций (соотношение Мп-конкреции:Мп-осадок и Fe-конкреции: Fe-осадок), отражающие степень диагенетической подвижности элементов. В конкрециях из красных глин северной и северо-западной частей Тихого океана кларк концентрации Мп обычно равен 30—55, Fe 2—3,5; в северной субтропической и тропической зонах 20—40 для Мп и 1,7—2 для Fe. Кларк концентрации марганца резко возрастает до 40—60 в конкрециях из радиоляриевых илов. В юго-восточной части Тихого океана кларки концентрации марганца и железа резко падают и соответственно равны 10—20 и 1—1,5. В южной умеренной части океана кларки концентраций их вновь возрастают до 30—40 для Мп и 2—3 для Fe.

Максимальные величины концентраций Мп (до 80—100) обнаружены в конкрециях крайних восточных районов океана у побережья Калифорнии и к югу от Галапагосских о-вов.

По приведенным данным нетрудно видеть, что распределения рудных концентраций железа и марганца определяются не столько первоначальным содержанием рассеянного Fe и Мп, сколько обстановкой седиментации и диагенеза.

В Тихом океане процесс рудообразования сдвинут в открытые части океана. Наибольшей интенсивности он достигает в наиболее удаленных пелагических районах с минимальными скоростями осадконакопления, минимального поступления разбавляющего терригенного и биогенного материала. Такими районами, как мы говорили, являются северная тропическая и юго-восточная части океана. Сюда же сдвинуты и максимальные концентрации марганца и некоторых малых элементов. С увеличением скорости осадконакопления, поступления терригенного и биогенного материала в периферических районах океана наблюдается ослабление рудообразующего процесса. В периферических частях океана имеет место зачаточный рудный процесс. Здесь формируются железистые и марганцовисто-железистые конкреции. То же самое происходит и в экваториальной зоне повышенных скоростей осадконакопления.

Что же касается противоположно направленной концентрации железа и марганца в конкрециях и общего их соотношения, то оно определяется различной геохимической подвижностью этих элементов в процессе седиментации и диагенеза.

По данным Гольдберга (Goldberg, 1954), малые элементы находятся в океане в недосыщенном состоянии. Извлечение их из морской воды происходит, по-видимому, благодаря адсорбции гелями Fe, Mn, Al_2O_3 , а также коагулировавшей терригенной силикатной мутью. Некоторую роль играют также и живые организмы. Это хорошо подтверждается, в частности, приуроченностью максимальных концентраций меди в конкрециях к зоне распространения радиоляриевых илов.

Гольдберг (Goldberg, 1954), изучавший геохимические особенности Ni, Co, Cu и других элементов, связывал их накопление в осадках со способностью коллоидов Mn и Fe избирательно сорбировать эти элементы из морской воды.

Существование такой зависимости, по нашим данным, подтверждается для Mn с Ni, Cu, Zn и Mo. Между Fe, Mn и Co и Pb прямой зависимости не установлено.

Закономерности распределения малых элементов по площади дна океана позволяют разбить их на две группы. Первую образуют Ni, Cu, Zn, Mo, т. е. элементы, повышенные концентрации которых сдвинуты в наиболее пелагические районы океана; распределение их в конкрециях почти полностью отвечает закономерностям распределения Mn. Ко второй группе относятся элементы, максимальные концентрации которых локализованы в центральных приостровных районах Тихого океана — Co, Pb, Ti. В площадном распределении этих элементов намечается некоторое сходство с распределением железа. Общей характерной особенностью распределения малых элементов является некоторый сдвиг их концентраций в пелагические районы океана, в районы массового скопления конкреций. В периферических районах океана концентрация малых элементов резко снижается.

Отмеченные выше закономерности распределения малых элементов, по-видимому, определяются их геохимической подвижностью в процессе переноса (формами миграции), особенностями осаждения и общей обстановкой осадконакопления.

Большая геохимическая подвижность Ni, Cu, Zn и Mo определяет их сдвиг в наиболее пелагические районы океана и накопление в условиях минимальных скоростей осадконакопления.

Локализация Co, Pb и Ti в приостровных районах, по-видимому, определяется тесной связью с источниками сноса и их меньшей геохимической подвижностью.

Мы считаем своим приятным долгом поблагодарить Дж. Мери, сотрудника Калифорнийского университета США, за разрешение использовать в нашей работе еще не опубликованные данные химических анализов конкреций из восточной части Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии, т. 45, 1961.
- Зенкевич Н. Л., Скорнякова Н. С. Железо и марганец на дне океана. Природа, № 2, 1961.
- Скорнякова Н. С. Марганцевые конкреции в осадках северо-восточной части Тихого океана. Докл. АН СССР, т. 130, № 3, 1960.
- Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Океанология, т. 1, вып. 1, 1961.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана. Океанология, т. II, вып. 2, 1962.

- Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогическое районирование Тихого океана, Сб. докладов по материалам МГГ, 1964.
- Agassiz A. Albatross Expedition preliminary Report. Mem. Museum Compar. Zool. Harvard College, v. 26, No. 1, 1902.
- Goldberg E. D. Marine geochemistry. Chemical scavengers of the Sea. J. Geol., v. 62, 1954.
- Goldberg E. D., Koide M. Geochronological studies of deep sea sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, 1962.
- Dietz R. S. Manganese Deposits on the Northeast Pacific Sea floor. Calif. J. Mines and Geol., v. 51, No. 3.
- Murray J. a. Renard A. F. Deep-sea Deposits. Rep. Sci. Res. voyage of H.M.S., Challenger, 1873—1876, 1891.
- Murray J. a. Lee. The depth and marine deposits of the Pacific. Mem. Museum Compar. Zool., v. 38, No. 1, 1909.
- Menard H. W. Deformation of the northeastern Pacific basin and the west coast of North America. Bull. Geol. Soc. America, v. 66, 1955.
- Menard H. W. a. Shipek C. I. Surface Concentrations of Manganese Nodules. Nature. v. 182, 1958.
- Mero J. L. Minerals on the ocean floor. Sci. Amer., v. 203, 6, 1960.
- Mero J. L. Mineral resources on the ocean floor. Mining Congr. J., october, 1960.
- Mero J. L. Ocean floor manganese nodules. Econ. Geol., v. 57, 1962.
- Niino H. Manganese nodules dredged from Shallow water of Japan. Internat. oceanogr. Congr. Preprints, 1959.
- Rilley J. P. a. Sinhaseni P. Chemical composition of the manganese nodules from the Pacific ocean. J. Marine Res., v. 17, 1958.
- Willis J. P. a. Ahrens L. H. Some investigations on the composition of manganese nodules. Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, 1962.
- Wedepohl K. H. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Geochim. et cosmochim. acta, v. 18, No. 3—4, 1960.

Институт океанологии АН СССР
ИГЕМ АН СССР
Москва

Дата поступления
21.V.1964

УДК 549.674.1

К ПОЗНАНИЮ ЦЕОЛИТОВ ГЕЙЛАНДИТОВОЙ ГРУППЫ **(Некоторые вопросы генезиса)**

Г. Ю. БУТУЗОВА

Рассмотрены некоторые вопросы генезиса одного из наиболее распространенных среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород аутигенного цеолита — клиноптилолита.

Показано, что образование клиноптилолита происходит в диагенезе в щелочной среде с низкими величинами E_h , близкими к 0, в условиях либо платформенных морских бассейнов, либо стабильных мелководных зон геосинклиналей, где темп осадкообразования низкий, мощности осадков незначительные.

Показаны возможные источники SiO_2 и Al_2O_3 , необходимые для формирования клиноптилолита, и роль Co_{org} .

За последнее десятилетие в геологической литературе появилось особенно много данных, свидетельствующих об очень широком распространении цеолитсодержащих осадочных пород различного возраста — от палеозоя до кайнозоя включительно. В частности, в морских отложениях мела, палеогена и антропогена широкое, часто региональное развитие имеют осадочные цеолиты гейландитовой группы. Минералогически эти цеолиты связывались с морденитом (Ренгартен, 1945, 1950; Бушинский, 1950; Васильев, 1954, 1956), собственно гейландитом (Шуменко С. И., 1952; Логвиненко и др., 1962; Gilbert a. McAndrews, 1948) или с клиноптилолитом (Mason a. Sand, 1960; Mumpton, 1960, и др.).

Нами на основании детальных комплексных минералогических исследований этого цеолита из палеогеновых отложений Украины и Грузии и сопоставления полученных данных с имеющимся литературным материалом минерал был классифицирован как клиноптилолит — член гейландитовой структурной группы, характеризующийся максимально высоким содержанием кремнезема и отличающийся рядом других параметров и свойств. Именно эта разновидность осадочных цеолитов имеет широкое, региональное развитие, местами приобретая породообразующее значение. Этот минерал составляет, по-видимому, существенную часть пород, названных И. А. Шамраем (1952) цеолититами. О генезисе этого широко распространенного цеолита и идет речь в этой статье.

1. МЕСТО ЦЕОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ **ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Генезис осадочных цеолитов гейландитовой структурной группы различными авторами трактуется по-разному, тем не менее ни у кого не вызывает сомнений их аутигенный характер. В пользу этого свидетельствуют правильность кристаллографических очертаний минералов, характер выполнения поровых пространств и нарастание на поверхности терригенных обломков, один и тот же размер кристаллов (обычно

0,01—0,001 мм), независимо от гранулометрического состава вмещающей породы, а также соотношение цеолита с другими типично диагенетическими образованиями, такими как глауконит, карбонатные конкреции и стяжения гидроокислов Mn.

Что касается приуроченности цеолитообразования к какой-либо определенной стадии существования осадка, то тут мнения исследователей не совпадают. Одни рассматривают цеолиты данной группы как эпигенетические образования (Ермолова, 1955), другие считают, что они образовались, по крайней мере частично, в стадию седиментогенеза (Шамрай, 1952) и, наконец, большинство придерживается точки зрения на их диагенетическое происхождение, главным образом раннедиагенетическое (Ренгартен, 1945, 1950; Бурьянова, 1960; Васильев и др., 1956) либо более позднее — на стадии позднего диагенеза или в конце раннего диагенеза (Брушинский, 1950; Костылева, 1957).

А. С. Запорожцева и др. (1961, 1963) считают, что образование различных цеолитов происходит на разных стадиях, последовательно от более многоводных форм — десмина и гейландита, начало образования которых относится к стадии диагенеза, до менее многоводных — ломонтита и сколецита, возникновение которых происходит уже на разных стадиях катагенеза.

Такая разноречивая трактовка времени образования цеолитов вызвана, по-видимому, недостаточной изученностью этой группы аутигенных минералов.

Вопрос о приуроченности цеолитов к тому или иному этапу литогенеза и о длительности этого процесса может быть решен на основании детального изучения соотношений цеолитов с другими аутигенными минералами. Это и было сделано на примере цеолитсодержащих палеогеновых пород Никопольского района Украины и хадумских отложений Грузии.

Как известно, глауконит является типично диагенетическим минералом, образующимся в начальной, окислительной стадии процесса диагенеза, когда грунтовый раствор еще богат кислородом.

При наблюдении соотношений клиноптилолита и глауконита, широко развитого в харьковских отложениях Украины, было установлено, что в большинстве случаев глауконит образуется в осадке, уже содержащем многочисленные мелкие идиоморфные кристаллики цеолита. В шлифе отчетливо видно, как в глауконитовом зерне проступает первичная глинисто-цеолитовая масса, которая была «захвачена» глауконитом при его образовании, вероятно, из исходного геля (фиг. 1, в). При этом ясно видно, как глауконит ассимилирует глинисто-цеолитовую исходную массу, разъедает, корродирует, а иногда и полностью замещает кристаллики цеолита. Местами существуют и обратные соотношения, когда формирование клиноптилолита происходит после появления глауконита.

На фиг. 1, а наглядно видно, как кварц, «запечатанный» внутри глауконитового зерна, по краям растворен и на месте растворенных участков выделяются многочисленные мелкие кристаллики цеолита. Нерастворенной остается лишь центральная часть кварцевого зерна, тогда как внешние его контуры сохраняются совершенно четкими. Кроме того, наблюдаются случаи, когда кристаллики цеолита выполняют трещины усыхания в уже образованном зерне глауконита. Эти соотношения доказывают, что цеолитизация и глауконитообразование — процессы близкие по времени, но что образование цеолитов — более длительный процесс, который, начинаясь на самом раннем этапе диагенеза до образования глауконита, заканчивается несколько позднее.

Соотношения клиноптилолита с гидроокислами и карбонатами железа и марганца свидетельствуют об образовании стяжений, линз и пятен гидроокислов и карбонатов Mn и Fe в уже сформированной глинисто-цеолитовой массе, которая замещается рудным веществом (фиг. 1, б), причем в первую очередь замещается глинистая масса (в крайних частях стяжений иногда сохраняются незамещенные кристаллики цеолита), затем цеолит и в последнюю очередь более крупные терригенные обломки.

Еще яснее эти соотношения выявляются в случае замещения основной массы карбонатом кальция. Если карбонат развивается по участкам, содержащим клиноптилолит, то совершенно отчетливо наблюдается частичное или полное замещение цеолита карбонатом (фиг. 1, г). Лишь в очень редких случаях удалось наблюдать признаки более позднего образования клиноптилолита — формирование единичных кристалликов в трещинах стяжений карбонатов Fe и Mn. Это также может служить доказательством некоторой растянутости процесса цеолитизации, который в очень ослабленной форме продолжается и на более поздних этапах диагенеза, после формирования рудных стяжений.

В литературе также имеются указания на выделение цеолита на ранних стадиях диагенеза — раньше вторичного кальцита и вторичного халцедона (Васильев, 1954).

Таким образом, четко фиксируемые в породах временные соотношения клиноптилолита с другими минеральными новообразованиями (глауконит, кальцит, гидроокислы и карбонаты Fe и Mn) позволяют считать, что процесс цеолитизации, начинаясь на самых ранних этапах диагенеза, завершается в основном до начала перераспределения веществ и формирования рудных стяжений и лишь частично, в ослабленной форме, он продолжается и в более поздние этапы диагенеза, о чем свидетельствуют находения редких кристалликов в трещинах карбонатных стяжений, глауконита, а также нарастание кристалликов цеолита, по данным Г. И. Бушинского (1950), на шарики опала и зерна пирита.

2. ХАРАКТЕР ВМЕЩАЮЩИХ КЛИНОПТИЛОЛИТ ОТЛОЖЕНИЙ

До недавнего времени среди некоторых литологов была распространена гипотеза о тесной генетической связи всех осадочных цеолитов с разложением пирокластического материала.

Накопленный большой фактический материал с несомненностью свидетельствует об отсутствии обязательной пространственной и генетической связи рассматриваемой здесь группы осадочных цеолитов с вулканогенным материалом.

Во многих районах, где развито цеолитообразование, в частности в полосе очень широкого развития цеолитов от Северо-Восточного Донбасса до Нижнего Поволжья, вулканогенный материал полностью отсутствует, а цеолиты в палеогеновых породах этой полосы местами имеют породообразующее значение.

Описываемая группа аутигенных цеолитов развита в широком спектре осадочных пород морского происхождения. Это терригенные породы — от пелитов до псаммитов; хемогенно-терригенные — мергели и кремнистые породы; биогенно-терригенные — спонголиты и вулканогенно-осадочные — туфогенные песчаники и бентонитовые глины, представляющие лишь частный случай вмещающих цеолиты отложений.

Наиболее обычными цеолитсодержащими породами являются пески, песчаники и алевролиты, отличающиеся высокой пористостью. Минер-

ральный состав их может быть самый разнообразный — это полимиктовые пески и песчаники мезозоя — кайнозоя Западно-Сибирской низменности, олигоцена и миоцена Западного Закавказья, мела и палеогена Восточного склона Урала; меловые и палеогеновые кварц-полезношпатовые песчаники Северо-Восточного Донбасса, Нижнего Дона и Поволжья, глинистые кварцевые пески с незначительной примесью полевых шпатов на территории Южной Украины.

Вещественный состав цеолитсодержащих глин и глинистой части песчано-алевритовых пород изучен значительно слабее. Тем не менее во всех без исключения районах, где имеются данные по составу глинистого вещества, оно оказывается преимущественно монтмориллонитовым. Связь клиноптилолита с глинами монтмориллонитового состава, по нашему мнению, не случайна и имеет генетические корни.

Аутигенные спутники описываемого минерала во вмещающих его породах многочисленны и разнообразны: опал, халцедон, кальцит, доломит, сидерит, глауконит, пирит, хлорит, фосфаты, стяжения гидроксидов Fe, Mn и др.

Итак, состав исходного материала не является фактором, контролирующим цеолитообразование; определяющими факторами здесь являются геологические условия и физико-химические параметры среды.

3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КЛИНОПТИЛОЛИТА.

Щелочность

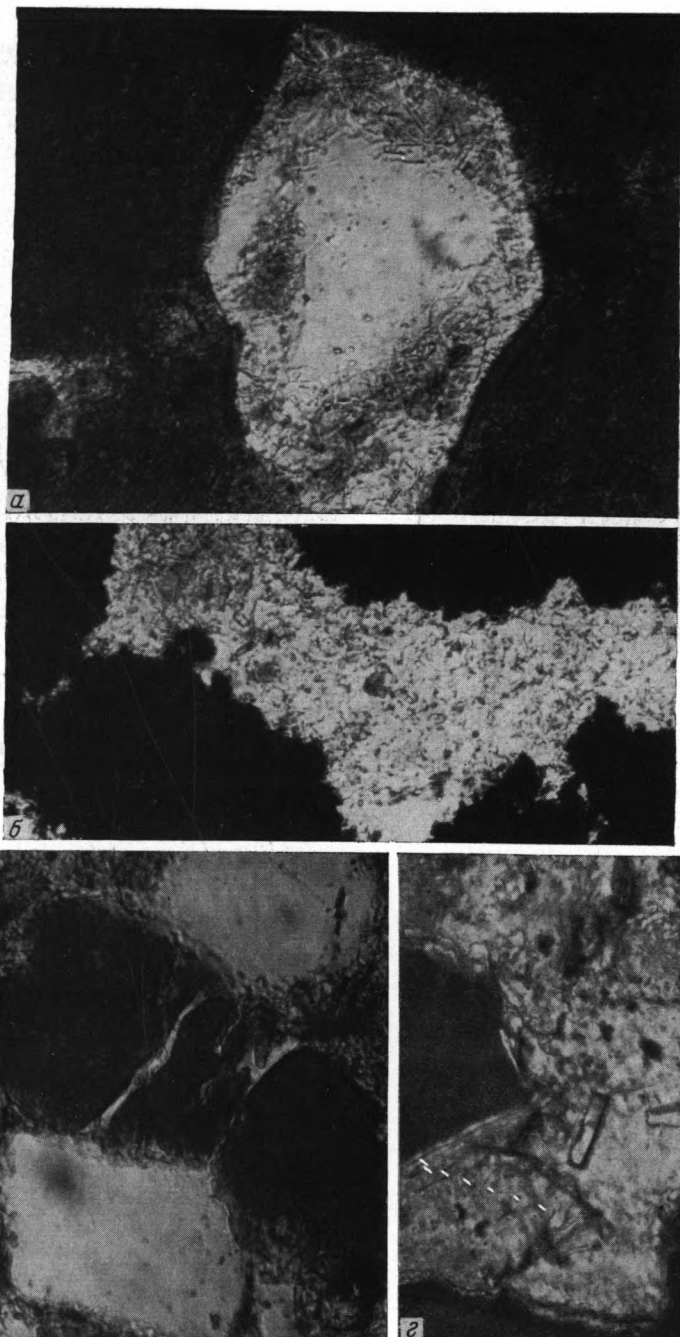
Часто наблюдаемая ассоциация клиноптилолита с такими аутигенными минералами, как например, кальцит и фосфаты, постоянная приуроченность его к глинам монтмориллонитового состава, а также присутствие только в морских осадках указывают на щелочной характер среды, в которой происходило цеолитообразование. Имеется также целый ряд других соображений, подтверждающих этот вывод. В частности, подмечена определенная связь цеолита с участками интенсивной коррозии и растворения твердых частиц кремнезема (кремневые организмы, кварц), что происходит преимущественно в щелочной среде.

Экспериментальные работы по низкотемпературному синтезу искусственных цеолитов, широко проводимые Р. М. Баррером (Barrer, 1948), показали, что наряду с температурой и соотношением компонентов в исходном геле важным фактором при кристаллизации цеолитов является величина pH и что наиболее благоприятной для синтеза цеолитов является щелочная среда.

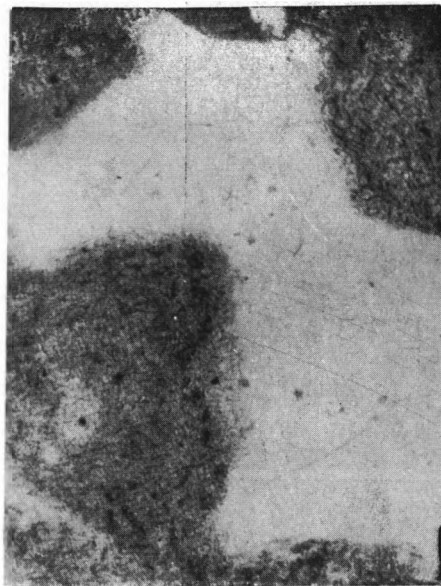
Косвенным подтверждением щелочного характера среды, благоприятной для цеолитообразования, является широко известный факт, что при гидротермальной деятельности цеолиты возникают в условиях низких давлений в самые последние, низкотемпературные стадии гидротермального процесса, а согласно Д. С. Коржинскому (1957), именно эти последние этапы характеризуются появлением щелочных вод, богатых Na и K.

Окислительно-восстановительный режим

Что касается окислительно-восстановительного режима цеолитообразования, то ряд признаков свидетельствует об образовании клиноптилолита в «промежуточных» условиях, т. е. в слабо окислительной или слабо восстановительной среде, где величины Eh незначительно отклоняются от 0. Такими признаками являются: частая ассоциация цеолита с минералами, содержащими элементы с переменной валентностью



Фиг. 1. Соотношение цеолитов с другими аутигенными образованиями.
 а — обр. 2506. Кварцевое зерно, «запечатанное» в глауконитовом стяжении. По краям его развиты кристаллы клиноптилолита. Клиноптилолит выполняет также трещины в глауконите. Ник. ||, увел. 400. Украина, Никопольское месторождение марганца ($Pg_3^{I_2-kv}$);
 б — обр. 100. Стяжения гидрокиновитов Мп в глинисто-цеолитовой массе. Ник. ||, увел. 240. Грузия, Чиатурское месторождение марганца ($Pg_3^{ol_1}$); в — обр. 1139. Глауконитовые стяжения в глинисто-цеолитовой массе. Сквозь глауконитовое зерно просвечивают кристаллики цеолита, «захваченные» глауконитом при его образовании из исходного геля. Ник. ||, увел. 400. Украина, Никопольское месторождение марганца ($Pg_3^{ol_1-chv}$); г — обр. 517. Кристаллики клиноптилолита, замещенные карбонатом кальция. Ник. ⊥, увел. 400. Грузия, Дзиркульский район ($Pg_3 - N_1^+$)



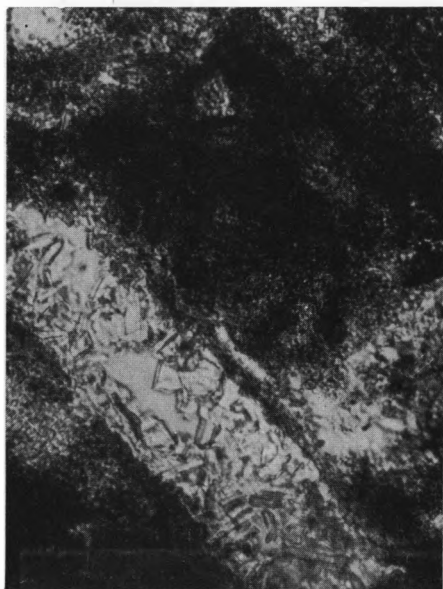
Фиг. 3. Обр. 1139. Корродированное зерно кварца. Растворенные участки заполнены глинисто-цеолитовой массой.

Ник. II, увел. 240. Украина, Никопольское месторождение марганца ($Pg_3^{ol_1-chv}$)



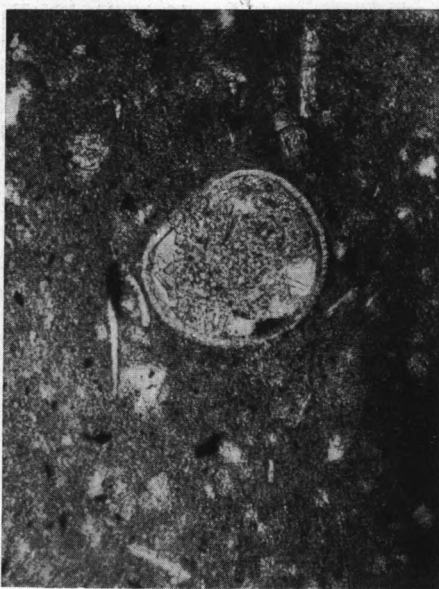
Фиг. 4. Обр. 2509. Скопление кристалликов клиноптилолита в местах растворения кварцевого зерна.

Ник. II, увел. 400. Украина, Никопольское месторождение марганца (Pg_3^{ls-kv})



Фиг. 5. Обр. 54. Полость спикулы губки, выполненная кристалликами клиноптилолита.

Ник. II, увел. 400. Грузия, район Чиатурского месторождения марганца ($Pg_3-N_1^I$)



Фиг. 6. Обр. 2560. Скопление мелких кристалликов клиноптилолита во внутренней полости кальцитової раковины

Ник. II, увел. 240. Украина, Белозерский район (Pg_3^{ls-kv})

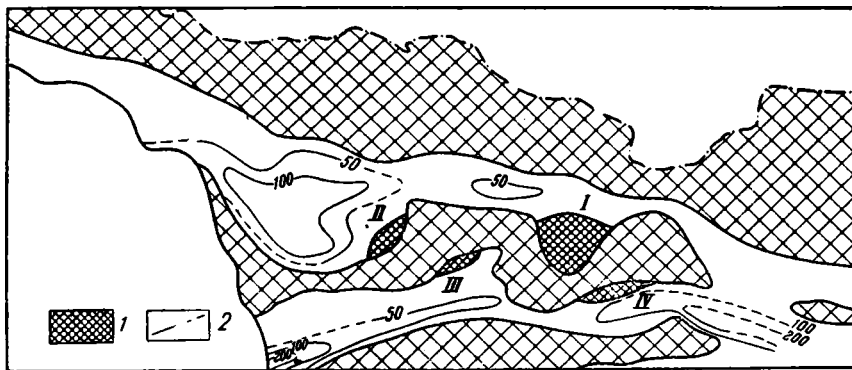
в окисной форме (глауконит, гидроокислы железа и марганца и др.), очень слабое развитие клиноптилолита (при прочих благоприятных условиях) в глинах с высоким содержанием $S_{орг.}$ и аутигенного пирита.

Наблюдаемые случаи сонахождения клиноптилолита и пирита не обязательно свидетельствуют о синхроничности их образования. Сформировавшийся в окислительную стадию цеолит может сохраниться и при переходе осадка в восстановительные условия.

Интересно отметить, что в песчано-алевритовых осадках, богатых органическим веществом, содержание клиноптилолита выше, чем в глинах или сильно глинистых породах с тем же содержанием $S_{орг.}$, где, как правило, цеолит почти полностью отсутствует. Этот факт становится совершенно понятным, если вспомнить, что величина Eh зависит в основном от двух факторов: содержания $S_{орг.}$ и гранулометрии осадка; он подтверждает также положение об образовании клиноптилолита в узком интервале Eh , близком к 0.

4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ

Опубликованная схема распространения клиноптилолита в мезозойско-кайнозойское время (Бутузова, 1964) с очевидностью свидетельствует о приуроченности цеолитосодержащих осадочных пород либо к платформенным областям гумидных зон, либо к жестким, стабильным областям геосинклиналей, характеризующимся низкими темпами осадконакопления и малыми мощностями осадков.



Фиг. 2. Схематическая карта распространения цеолитосодержащих осадков в хадумских отложениях Грузии.

I — участки развития цеолитосодержащих пород: I — район Чиатурского месторождения; II — северо-западный борт Окрибского поднятия (район с. Зеда-Хунци); III — южная окраина Окрибского поднятия (скв. № 2); IV — южный борт Дзирульского массива.
2 — мощность хадумских отложений

Эта связь цеолитообразования с мелководными областями с замедленной седиментацией очень четко выявляется на примере хадумских отложений Грузии (фиг. 2).

Территория Грузии является в этом отношении показательной в связи с ее довольно сложным тектоническим и палеогеографическим строением. На небольшом по площади регионе происходит резкая смена фациальных, палеогеографических и тектонических условий, и цеолит совершенно отчетливо тяготеет к наиболее мелководным тектонически стабильным областям, связанным с Грузинской глыбой. Это прежде всего территория Чиатурского месторождения марганца, где цеолитообразование развито наиболее интенсивно, причем процесс этот захо-

дит в более глубоководную область по сравнению с локализацией марганцевых руд, занимающих самые мелководные участки. В значительно меньшем количестве клиноптилолит встречается среди мелководных песчано-глинистых осадков вдоль окраин массивов. Это хадумские глинистые песчаники у с. Зеда-Хунци по северо-западному борту Окрибского поднятия, спонголитовые песчаники в скв. № 2 по южной окраине этого же массива и песчано-алевритовые глины скв. № 11, расположенной близ южной окраины Дзирульского массива, по северному борту Карталинской депрессии.

В пределах Карталинской депрессии нами было просмотрено три разреза: наиболее прибрежные отложения по скв. № 11 (мощность хадумских отложений 50 м) характеризуются довольно широким развитием аутигенного цеолита; расположенные несколько южнее более глубоководные осадки (скв. 1, мощность хадумских отложений 80 м) содержат лишь единичные кристаллы клиноптилолита и, наконец, в центральных частях депрессии, в разрезе по р. Черат-Хеви, где мощность хадумских отложений возрастает до 150 м, цеолит вообще не обнаружен. Полностью отсутствует он также в более мощных и глубоководных глинистых и глинисто-карбонатных отложениях хадумского возраста на всей остальной территории Грузии. Цеолитообразование не происходит в хадумских отложениях Северного Кавказа, где они представлены мощной толщей глинистых пелагических осадков.

Такая локализация интересующей нас группы осадочных цеолитов, конечно, не случайна. Контролирующим фактором является время соприкосновения иловых вод с твердой фазой осадка; при быстрых погружениях и накоплении осадков оно недостаточно для того, чтобы перевести компоненты твердой фазы в раствор; при низких же скоростях осадконакопления все медленно текущие процессы растворения и переработки твердых фаз могут происходить с наибольшей полнотой.

Иные причины вызывают отсутствие цеолитов в мелководных нижнеолигоценовых отложениях Мангышлака. Здесь, по данным Е. С. Тихомировой (1963), комплекс осадочных образований несет на себе некоторые черты аридности климата. Возможно отсутствие цеолитов там связано с составом глинистого вещества, где преобладающим компонентом, по данным Е. С. Тихомировой, являются гидрослюды, тогда как цеолитообразованию способствует монтмориллонитовый состав вмещающих глин, о чем подробнее будет сказано ниже.

5. ИСТОЧНИКИ ОСНОВНЫХ КОМПОНЕНТОВ, НЕОБХОДИМЫХ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ КЛИНОПТИЛОЛИТА

Суммируя имеющиеся в литературе данные по химическому составу осадочных цеолитов интересующего нас типа, нетрудно убедиться, что преобладающим компонентом в их составе является SiO_2 , составляющая от 62 до 70%.

Известным, постоянно наблюдаемым в природе фактом является тесная связь осадочных цеолитов с высококремнистыми породами: спонголитовыми и кварцевыми песчаниками, опоками, глинами, содержащими примесь кварца, пепловым материалом, причем цеолитообразование всегда сопровождается интенсивной коррозией и растворением кварца, кремневых организмов и других кремнийсодержащих обломков (фиг. 3).

В шлифах четко фиксируется непосредственная связь скоплений кристаллов клиноптилолита либо с участками растворения кварцевого зерна (фиг. 4), либо с остатками растворенных спикул губок

(фиг. 5), полости которых, а также растворенные участки зерен заполнены мелкими кристалликами цеолита.

Каковы же причины интенсивной коррозии и растворения таких труднорастворимых компонентов, как кварц и другие силикаты, что способствует «перекачке» огромных масс кремнезема в ходе диагенеза из одной минеральной формы в другую?

Вопросам геохимии кремнезема в морских и грунтовых водах, поведению его в диагенезе посвящены работы К. Краускопфа (Krauskopf, 1956, 1959), Р. Сивера (Siever, 1957, 1962), С. В. Бруевича (1958), Е. С. Дэпплса (Dapples, 1959), Окамото и др. (Okamoto, Okura, Goto, 1957), Илера (Iler, 1955), Уайта и др. (White, Brannock a. Murata, 1956).

Бесспорным фактом, установленным работами этих исследователей, является недонасыщенность всех природных вод кремнеземом.

По данным К. Краускопфа (Krauskopf, 1959), растворимость аморфной SiO_2 при 25° составляет 100—140 мг/л, тогда как концентрация кремнекислоты в морской воде, по данным С. В. Бруевича, 0,5—2 мг/л. Для большинства морей характерно повышение содержания кремния в грунтовых растворах осадка по сравнению с придонной водой.

Так, по данным Риттенберга, Эмери и Ора (Rittenberg, Emery, Orr, 1955), в поровых водах современных осадков Южной Калифорнии концентрация SiO_2 составляет 39—64 мг/л; явление повышения концентрации кремнезема в поровых водах отмечается в работах С. В. Бруевича (1953), Эмери и Риттенберга (Emery, Rittenberg, 1952) и др.

Тем не менее, нигде в поровых водах концентрация SiO_2 не достигает насыщения, как правило не превышая 50—70 мг/л. Известно, что процесс растворения кремнезема в воде при обычных температурах происходит очень медленно. Экспериментально доказано, что в течение нескольких месяцев в раствор морской воды переходит всего лишь несколько мг/л аморфного кремнезема.

По данным К. Краускопфа, растворимость различных твердых фаз кремнезема неодинакова; так, растворимость опала в 10 раз выше растворимости кварца, максимальной же растворимостью обладает биогенно осажженный кремнезем (раковинки радиолярий, диатомей, спикулы губок).

В диагенезе длительность соприкосновения захороненных морских вод с твердой фазой осадка, содержащего кремнезем, измеряется геологическим временем. Кроме того, скорость растворения кремнийсодержащих организмов, по данным Левина (Lewin, 1961), более чем достаточна для того, чтобы насытить поровую воду. Поэтому недосыщенность иловых вод кремнеземом вряд ли можно объяснить медленностью процесса растворения твердых фаз, ее нельзя связывать также с деятельностью организмов, поскольку поровые воды не являются местом их обитания.

Объяснение общей недосыщенности поровых вод SiO_2 , равно как и значительным колебаниям ее концентрации от места к месту, следует искать в процессах диагенетического минералообразования, что находится в полном соответствии с выявленным Н. М. Страховым (1962) механизмом этого процесса. «Состав грунтовых растворов,— пишет Н. М. Страхов,— динамический итог двух противоположно направленных процессов: растворения исходной формы компонентов и образования новых диагенетических минеральных видов, выпадающих из раствора».

Итак, основными источниками SiO_2 , участвующего в формировании новообразованных цеолитов, являются биогенно осажженный кремнезем в виде спикул губок, диатомей и радиолярий, аморфный кремнезем и обломочные зерна кварца, интенсивному растворению которых в щелочных условиях способствуют активно протекающие процессы диагенетического минералообразования, потребляющие огромные массы SiO_2 .

Содержание Al_2O_3 в клиноптилолитах составляет 10—15%. Источником Al, поступающего в иловый раствор, могут быть различные алюмосиликаты: пепловый материал, полевые шпаты, цветные алюмосиликаты, а также некоторые глинистые минералы. Образование цеолитов при разложении вулканического материала — давно известный и широко распространенный в природе процесс, неоднократно описанный в литературе. В недавно опубликованной работе Рихарда Хея (Hay, 1963) приведены химические анализы неизмененных обломков стекла и развитого по ним клиноптилолита и подведен химический баланс процесса замещения. Основные изменения при замещении стекла клиноптилолитом заключаются в потере кремнезема и приросте воды. Содержание Al в цеолите то же, что и в измененном стекле. Изменение в содержании обменных катионов (K, Na, Ca, Mg) незначительно (табл. 1).

Таблица 1

Химические изменения при образовании клиноптилолита из вулканического стекла
(по Р. Хею)

Ионы	Стекло (а), %	Клиноптилолит (б), %	Потеря		Прирост	
			(а-б), %	$\frac{a-b}{a} 100\%$	(а-б), %	$\frac{a-b}{a} 100\%$
Si	60,4	47,8	12,6	21	—	—
Ti	0,2	0,2	—	—	—	—
Al	11,6	11,6	—	—	—	—
Fe	1,9	1,0	0,9	47	—	—
Fe^{+3}	0,7	0,9	—	—	0,2	29
Fe^{+2}	1,2	0,1	1,1	92	—	—
Mn	0,1	0,0	0,1	100	—	—
Mg	0,2	0,3	—	—	0,1	50
Ca	0,7	1,6	—	—	0,9	130
Na	5,1	4,2	0,9	18	—	—
K	5,2	4,2	1,0	19	—	—
P	0,1	0,1	—	—	—	—
H (H_2O)	12,8	32,4	—	—	19,6	153
C (CO_2)	0,0	0,1	—	—	0,1	100
O	160,0	152,0	8,0	5	—	—

Сходство химического состава вулканического стекла и новообразованных цеолитов предполагает зависимость состава цеолитов от состава исходного вулканического материала. В случае образования цеолитов среди полимиктовых либо кварц-полевошпатовых песчаников источником алюминия являются легкорастворимые полевые шпаты, особенно калиевые полевые шпаты, которые при нормальной температуре могут быть устойчивыми только в сильно щелочной среде.

Труднее обнаружить источник алюминия в случае развития цеолита среди отложений, не содержащих легкорастворимые алюмосиликаты (пепловый материал, полевые шпаты), в частности среди глин. Выше уже указывалось на часто наблюдаемую связь новообразованного клиноптилолита с монтмориллонитовыми глинами.

Проведенное нами исследование минерального состава коллоидной фракции палеогеновых глин Южно-Украинского бассейна и хадумских отложений Грузии методом рентгеноструктурного анализа показало, что все без исключения глины, содержащие аутигенный цеолит, в преобладающей части состоят из монтмориллонита; бесцеолитовые глины этих же районов имеют несколько отличный минеральный состав: ведущим компонентом здесь, как правило, является диоктаэдрическая гидрослюда, монтмориллонит находится в подчиненном количестве.

Ниже приведен химический состав цеолитсодержащих и бесцеолитовых глин тех же районов, а также отношение в них $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ (табл. 2).

Таблица 3

Содержание Al_2O_3 и отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистой части образцов с разным содержанием кристаллов цеолита

Типы отложений			№ образца	Al_2O_3	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$
Подрудные (много)	отложения	(цеолитов)	1188	14,31	3,45
Межрудные (мало)	отложения	(цеолитов)	1181	15,57	3,06
Надрудные (нет)	отложения	(цеолитов)	1185	16,34	2,68

Анализируя табл. 2, нетрудно убедиться, что все глины, содержащие цеолит, отличаются более высоким отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$.

Увеличение в глинах отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ и уменьшение содержания Al_2O_3 с увеличением в породе содержания кристаллов цеолита наглядно иллюстрируется также на примере трех образцов — из подрудных, рудных и надрудных отложений одной из шахт Никопольского месторождения (табл. 3).

Глинистый алевролит подрудной части содержит в основной глинистой массе большое количество мелких кристалликов клиноптилолита, межрудная алевритовая глина включает в себе довольно редкие цеолитовые кристаллы, и, наконец, надрудная глина цеолита не содержит совсем.

Принимая во внимание константы равновесия для многих реакций между глинистыми минералами, обломочными алюмосиликатами и иловыми растворами, рассчитанные Гаррелсом (1962), Сивер (Siever, 1962) подсчитал количество свободного кремнезема, находящегося в равновесии с монтмориллонитом, каолинитом и мусковитом в растворах с различным содержанием катионов.

По его данным, растворы, находящиеся в равновесии с каолинитом, имеют концентрацию SiO_2 20—60 мг/л при отношении $\text{Na} : \text{H} = 5—8$.

Более высокие концентрации кремнезема приводят к образованию натриевого монтмориллонита. Известно, что сложность состава глин является результатом изоморфных замещений, которые легче всего протекают у минералов, имеющих подвижные структуры; именно такой структурой обладают минералы группы монтмориллонита.

При длительном соприкосновении глинистых частиц с растворами, богатыми кремнеземом, в тетраэдрическом слое часть Al замещается Si, в октаэдрическом слое Al замещается Fe и Mg, что может происходить при довольно высоких величинах Eh, когда железо находится в трехвалентной форме. Как уже было отмечено, цеолиты образуются

именно в таких условиях, ассоциируясь с глауконитом, и почти отсутствуют в осадках более восстановительных зон, где образуются минералы закисного железа.

Все изученные нами глины киевских и харьковских отложений Южно-Украинского бассейна отличаются высоким содержанием окисного железа (обычно 6—8%) и магния (до 3,5%) (см. табл. 2) и являются по существу высокожелезистыми монтмориллонитами типа нонтронита. Недавними работами Кэррол и Старкей (Carrol, Starkey, 1960) было экспериментально доказано явление выноса алюминия из глинистых минералов при воздействии на них морской воды. Образцы различных глинистых минералов обрабатывались морской водой в течение 10 и 158 дней, при этом было обнаружено, что все глинистые минералы отдают значительные количества SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , причем по количеству отдаваемого вещества их можно расположить в следующий ряд: монтмориллонит > смешанно-слоистые минералы > иллит > каолинит > галлаузит.

Количество перешедших в раствор компонентов зависит также от времени обработки глин морской водой; так, в опыте через 158 дней количество растворенных веществ было значительно больше, чем через 10 дней. Авторы предполагают, что Al^{+3} выносится из октаэдрических слоев, образуя комплексные соединения либо с органическими молекулами, либо с ионами Cl .

Итак, источником алюминия для образования аутигенного клиноптилолита в глинистых породах являются сами глинистые минералы, особенно минералы с подвижной структурой, такие как монтмориллонит и другие члены этой группы, у которых легко протекают процессы замещения одних ионов другими.

Взаимодействие SiO_2 и Al_2O_3

Как или иначе поступая в раствор, Al_2O_3 вступает во взаимодействие с находящимся там кремнеземом. Способность иона Al извлекать SiO_2 из недонасыщенных им растворов с образованием различных алюмосиликатов была доказана экспериментальными работами целого ряда исследователей — Гото (Goto, 1956), Илера (Iler, 1955), Сивера (Siever, 1962), Окамото и др. (Okamoto et al., 1957) и др.

По данным Гото (Goto, 1956), добавление Al^{+3} в пропорции 1 части Al на 45 частей SiO_2 осаждает кремнезем в виде золя так, что в растворе при $\text{pH}=4-5$ остается всего 2—5 мг/л SiO_2 . Окамото и др., говоря о влиянии Al на осаждение SiO_2 , показали, что при концентрации SiO_2 в 20 мг/л Al^{+3} понижает ее до 15 мг/л при $\text{pH}=8-9$, а концентрация в 100 мг/л понижается ионом Al до 1 мг/л. Илер (Iler, 1955) в своей работе ссылается на данные Джефкотта и Джонстона, которые доказали, что окислы Al способны понижать растворимость SiO_2 с 270 мг/л до 30 мг/л при $t=37^\circ$.

Все приведенные данные совершенно очевидно свидетельствуют о специфическом влиянии иона Al или Al_2O_3 на концентрацию SiO_2 , что вызвано относительной легкостью, с которой Al комбинируется с кремнеземом с образованием различных алюмосиликатов. Сивер (Siever, 1962), например, в своей работе указывает на образование различных щелочных алюмосиликатов при комбинации растворенного кремнезема с алюминием в осадках некоторых содовых озер, богатых Al и щелочью. Ясно, что принципиально этот процесс (образование алюмосиликатов из растворенных кремнезема и алюминия) возможен, и цеолитообразование является одним из конкретных его результатов.

6. РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Выше уже отмечалось, что цеолитообразование резко сокращается либо прекращается совсем в сравнительно глубоководных осадках, богатых органическим веществом. С одной стороны, здесь сказывается влияние фактора времени — при быстрых темпах накопления осадков твердые компоненты не успевают перейти в иловый раствор; с другой — влияние органического вещества, которое существенно воздействует на процесс образования цеолитов.

Крупная растительная органика (обрывки растительных тканей, обломки древесины и т. п.), накапливающаяся среди песчано-алевритовых пород в прибрежных участках бассейна, не оказывает влияние на степень растворения терригенных силикатов и алюмосиликатов, изоморфные замещения в глинах и, таким образом, на ход аутигенного цеолитообразования. Иначе обстоит дело с более тонкой, часто коллоидной органикой.

Работами Сивера было показано, что растворимость кремнезема в водах, богатых органическим веществом, значительно падает по сравнению с дистиллированной водой.

Так, по его данным, растворимость аморфного кремнезема в необработанной торфяной воде — 14 мг/л, в профильтрованной торфяной воде — 23 мг/л и в дистиллированной воде, смешанной с необработанным влажным торфом — 15 мг/л, причем величины растворимости в торфяных растворах были достигнуты так же быстро, как в дистиллированной воде и не изменялись после шестинедельной обработки в течение двух лет. Сивер считает, что аномально низкие концентрации SiO_2 в водах, богатых $\text{C}_{\text{орг}}$, объясняются адсорбцией коллоидного органического вещества на поверхности свободного кремневого геля, препятствующего растворению кремнезема.

Низкая растворимость кремнезема в участках с высоким содержанием органического вещества была отмечена также Эмери и Риттенбергом (Emery a. Rittenberg, 1952).

Кроме того, тонкодисперсная органика затрудняет процессы изоморфных замещений в глинах, препятствуя поступлению в раствор необходимых для образования цеолитов компонентов. Поступающее в грунтовой раствор железо не участвует в процессе изоморфных замещений в октаэдрическом слое глин, а мобилизуется в форме пирита, как правило, очень широко развитого в богатых органикой глинах.

Чрезвычайно характерным явлением, отмеченным нами в карбонатно-глинистых отложениях киевского яруса Украины и в хадумских полимиктовых песчаниках с карбонатно-глинистым цементом на территории Грузии, является приуроченность скоплений мелких кристалликов клиноптилолита к внутренним полостям кальцитовых раковин — мелких фораминифер, пелеципод (фиг. 6).

Раковинки в той или иной степени растворены, и пустоты выполнены опалом и идноморфными кристалликами цеолита в разных соотношениях. Эти участки часто окрашены в бурый цвет за счет органического вещества раковин, к ним же бывают приурочены скопления шариков пирита. По-видимому, четкую связь клиноптилолита с внутренними полостями кальцитовых раковин в карбонатных породах следует объяснять локальным понижением pH и Eh за счет разложения аморфного органического вещества планктона, благодаря чему на этих участках происходит осаждение SiO_2 (выполнение пустот опалом), соосаждение SiO_2 и Al_2O_3 (образование клиноптилолита), а также образование пирита за счет понижения Eh.

ВЫВОДЫ

Итак, анализ материала, касающегося одного из членов гейландитовой структурной группы — минерала клиноптилолита, очень широко распространенного среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород мезозойско-кайнозойского возраста, показал следующее.

1. Образование клиноптилолита происходит в диагенезе, в условиях либо платформенных морских бассейнов, либо стабильных устойчивых мелководных зон геосинклиналей, где темп осадкообразования низкий, мощности осадков незначительные.

2. Наиболее благоприятными для цеолитообразования физико-химическими условиями является щелочная среда с низкими величинами E_h , близкими к 0.

3. Основным источником SiO_2 и Al_2O_3 при формировании клиноптилолита является механически внесенный в морской бассейн материал — песчаные, алевроитовые и глинистые частицы (монтмориллонит); их интенсивное растворение и вынос отдельных компонентов и порождали процессы диагенетического цеолитообразования.

Суть механизма соответствует схеме диагенетического минералообразования, предложенной Н. М. Страховым: «Когда в грунтовом растворе, в силу накопления различных компонентов, некоторые комбинации их достигают состояния насыщения, они осаждаются, образуя новые минеральные виды, до сих пор в илу не представленные.

Получающаяся в силу этого разгрузка грунтовых растворов от некоторых элементов сейчас же вызывает дополнительное растворение тех исходных соединений, в которых эти элементы были первоначально внесены в осадок. Затем вновь следует садка растворенного вещества в виде диагенетического минерала, новое растворение исходных соединений и т. д.» (Страхов, 1962, стр. 436).

ЛИТЕРАТУРА

- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Бутузова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР. Литология и полезн. ископ., № 4, 1964.
- Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена. Докл. АН СССР, т. 73, № 6, 1950.
- Бурьянова Е. З. Анализом и цеолитсодержащие осадочные породы Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.
- Васильев В. С. Морденит в мезозойских и кайнозойских осадках бассейна Нижней Волги и Западного Казахстана. Докл. АН СССР, т. 95, 1954.
- Васильев В. С., Колбин М. Ф., Краснова В. Н., Гаррелс Р. Цеолиты в мезозойских и кайнозойских отложениях Пензенской области. Докл. АН СССР, т. 111, № 2, 1956.
- Гаррелс Р. Сборник «Минеральные равновесия». Изд. иностр. лит., 1962.
- Ермолова Е. П. Анализом и морденит в олигоценых и миоценовых отложениях Западного Закавказья. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Дубарь Г. П. О последовательном замещении кальцевых цеолитов в вертикальных разрезах осадочных толщ. Докл. АН СССР, т. 141, № 2, 1961.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Коссовская Н. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезах мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 5, 1956.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1957.
- Костылева Н. В. Цеолит из рудной залежи Никопольского марганцевого месторождения. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 34, 1957.
- Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Шуменко С. И. Исследования некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 16, 1962.

- Ренгартен Н. В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 48, № 8, 1945.
- Ренгартен Н. В. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеоценовых отложений Восточного склона Урала, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., вып. 117, 1950.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1962.
- Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнемаякопских марганценовых отложений Южного Мангышлака. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе Северо-Восточный Донбасс, Нижний Дон, Нижнее Поволжье. Уч. зап. Ростовск.-н/Д. ун-та, т. 18, 1952.
- Шуменко С. И. Разности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых осадках Украины. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
- Barrer R. M. Syntheses and reactions of mordenite. J. Chem. Soc., 1948.
- Carroll D., Starkey H. L. Effect of sea-water on clay minerals. Clay and clay minerals, No. 5, 1960.
- Dapples E. C. The behavior of silica in diagenesis. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. and Miner., No. 7, 1959.
- Emery K. O. a. Rittenberg S. C. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 36, 1952.
- Gilbert C. M. a. McAndrews M. G. Authigenic heulandite in sandstone Santa Cruz Country, California. J. Sediment. Petrol., v. 18, No. 3, 1948.
- Goto K. Precipitation of silica in the presence of aluminium. Bull. Chem. Soc. Japan, v. 29, 1956.
- Hay R. L. Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day formation of Oregon. Univ. California Publ. Geol. Sci., v. 42, No. 5, 1963.
- Iler R. K. Colloid chemistry of silica and silicates. Cornell Univ. Press., 1955.
- Krauskopf K. B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochim. et cosmochim. acta, v. 10, 1956.
- Krauskopf K. B. The geochemistry of silica in sedimentary environments. Soc. Econ. Paleontol. and Miner. «Silica and silica sediments», 1959.
- Lewin. The dissolution of silica from diatom wales. Geochim. et cosmochim. acta, v. 21, 1961.
- Mason B. a. Sand L. B. Clinoptilolite from Patagonia; the relationship between clinoptilolite and heulandite. Amer. Mineralogist, v. 45, No. 3—4, 1960.
- Mumpton F. A. Clinoptilolite redefined. Amer. Mineralogist, v. 45, No. 3—4, 1960.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. Geochim. et cosmochim. acta, v. 12, 1957.
- Rittenberg S. C., Emery K. O., Orr W. L. Regeneration of nutrients in sediments of marine basins. Deep-sea Res., v. 3, No. 1, 1955.
- Siever R. The silica budget in the sedimentary cycle. Amer. Mineralogist, v. 42, No. 11—12, 1957.
- Siever R. Silica solubility 0—200° and the diagenesis of siliceous sediments. J. Geol., v. 70, No. 2, 1962.
- White D. E., Brannock W. W. a. Murata. Silica in hot-spring water. Geochim. et cosmochim. acta, v. 10, 1956.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
11.II.1964

УДК 552.574.22 + 552.574.21

ЗАВИСИМОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ САПРОПЕЛИТОВ И САПРОГУМОЛИТОВ ОТ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОКОМПОНЕНТОВ ГРУППЫ АЛЬГИНИТА

А. И. ГИНЗБУРГ

В статье рассматривается влияние микрокомпонентов группы альгинита на химический состав и некоторые физические свойства сапропелитов и сапрогумолитов. Выявляется, что с увеличением содержания микрокомпонентов группы альгинита в углях происходит закономерное увеличение выхода летучих веществ, первичной смолы, содержания водорода, теплоты сгорания и механической крепости.

Для решения поставленных задач были изучены нижекарбоновые угли Подмосковного и Донецкого бассейнов, среднекарбоновые — Донецкого, нижеюрские — Средней Азии, среднеюрские — Тургайской угленосной провинции и Иркутского бассейна, меловые — северной части Ленского бассейна и Зырянской угленосной площади. Кроме того, в нашем распоряжении были образцы сапропелитов и сапрогумолитов Кизеловского, Тунгусского, Печорского бассейнов и месторождений Май-Кюбень, Кендерлык и некоторых других. Исследованный материал неравноценен: чаще это крупные штуфы, характеризующие пачки или слои в пластах, нередко куски керна небольших размеров, а иногда только шлифы или литературные данные. Изучались угли, как правило, с зольностью не выше 30%. По углефикации это были сапропелиты бурые, длиннопламенные, газовые и сапрогумолиты от бурых до антрацитов включительно.

Петрографическое исследование проводилось по двусторонне полированным шлифам в простом проходящем и отраженном свете с параллельными подсчетами микрокомпонентного состава. Одновременно изучались некоторые физические свойства образцов углей и их химический состав. На первом этапе было проведено детальное петрографическое исследование сапропелитов и сапрогумолитов, выделены и охарактеризованы их петрографические типы (табл. 1). Описание выделенных типов и характеристика их микрокомпонентного состава приведены ранее (Гинзбург, 1962).

В настоящей статье для более легкого освоения приводимого материала автор пользуется старыми общеизвестными обозначениями типов углей и лишь иногда новыми названиями.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химическая характеристика основных типов сапропелитов и сапрогумолитов приводится по данным технического и элементарного анализов, теплоте сгорания и сухой перегонке; иногда даются результаты изучения содержания гуминовых кислот в углях.

Таблица 1

Классификация сапропелитов и сапрогумолитов

Группа	Класс	Генетический тип		Микрокомпонентный состав, %				
		старые названия	новые названия	альгинит		витринит	лейптинит	фюзинит
				водоросли (телоальгинит)	основная масса (коллоальгинит)	основная масса + витрен и др.	споры, кутикула и др.	фюзен, семиксиленофюзен и др.
Сапропелиты	Собственно сапропелиты	Богхедовый	Альголит	50—100	—	45—5	5—0	—
		Сапроксилитовый	Коллоальголит	—	50—100	45—5	5—0	—
	Гумито-сапропелиты	Кеннель-богхедовый	Гелитоспороальголит	25—50	—	65—25	10—20	0—5
		Касьянито-богхедовый	Гелитоальголит	25—50	—	75—45	0—5	—
		Черемхитовый	Гелитоколлоальголит	1	25—50	75—45	0—5	—
Сапрогумолиты	Сапропелито-гумиты	Кеннелевый	Альгоспорогелит	До 25 *	—	90—50	10—25	—
		Касьянитовый	Альгогелит	До 25 *	0—5	90—65	0—5	—
			Альгофюзеногелит	До 25 *	—	70—25	10—25	10—25

* Чаще значительно меньше.

В литературе имеются характеристики химико-петрографического состава сапропелитов и сапрогумолитов отдельных бассейнов и месторождений. По Иркутскому бассейну это работы Ю. А. Жемчужникова (1931, 1934, 1935), по Оленекскому району — Е. С. Корженевской (1951), по Подмосковному — Н. П. Гвоздевой (1948, 1962), по Тургайской угленосной провинции — Е. И. Таракановой (1954, 1960), по Кизеловскому бассейну — Ю. А. Жемчужникова (1932), Донецкому — Ф. А. Бочковского (1940, 1947), Южно-Якутскому — И. Э. Вальц и В. В. Мокринского (1961) и А. И. Гинзбург (1960) и др. В большей части этих работ имеется количественное выражение микрокомпонентного состава сапропелитов и сапрогумолитов.

В иностранных работах, посвященных описанию различных типов сапропелитов и сапрогумолитов (Stach, 1931; Stutzer, 1934, 1935; Kasanke, 1951; Schope, 1949), как правило, отсутствуют данные, характеризующие их микрокомпонентный состав.

Специальная обобщающая работа по химико-петрографической характеристике этих углей из различных бассейнов и месторождений была впервые проведена автором в 1957—1959 гг. во ВСЕГЕИ.

В данной статье излагаются с некоторыми добавлениями основные результаты этих исследований.

В табл. 2 и на фиг. 1 по средним данным показана зависимость выхода летучих веществ, дегтя, содержания водорода и теплоты сгорания от количества микрокомпонентов группы альгинита для бурых длинно-пламенных и газовых углей.

Таблица 2

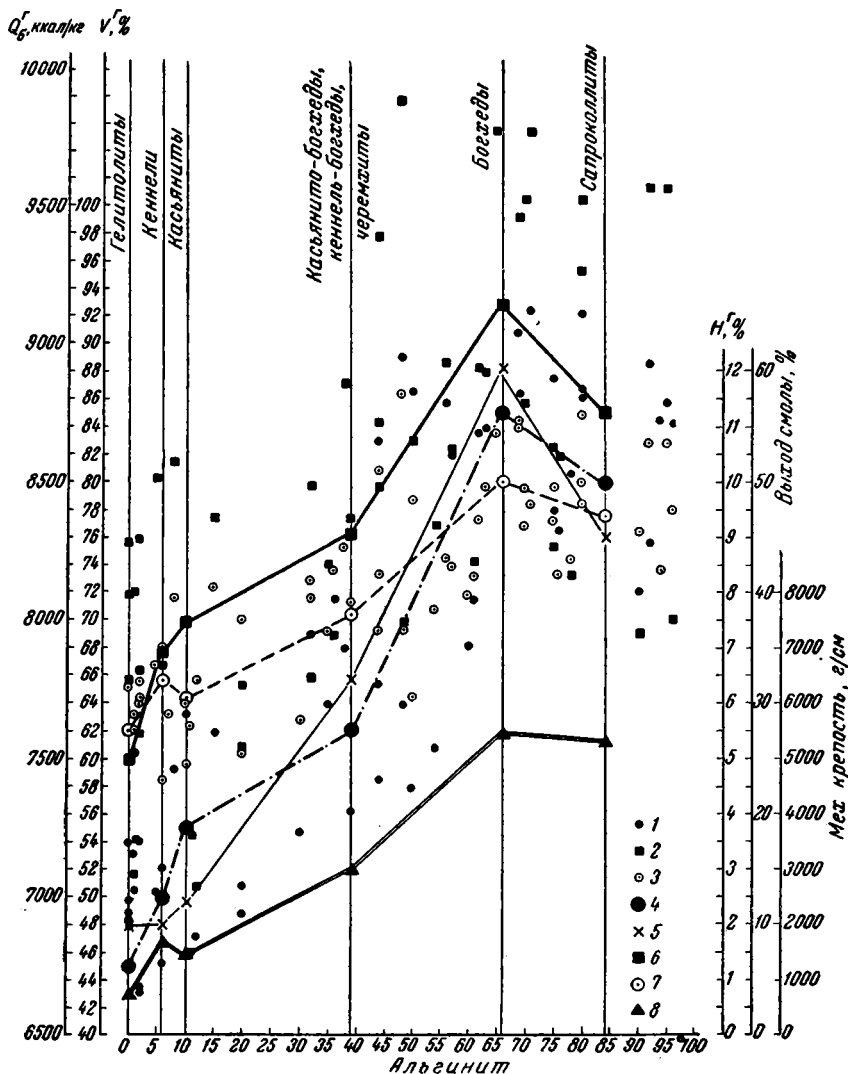
Зависимость химической характеристики сапропелитов и сапрогумолитов от содержания компонентов группы альгинита

Петрографический тип угля	Альгинит, %	ВГ, %	Выход дегтя, %	Q _д , ккал/кг	H _г , %	C _г , %
Богхеды (альголиты)	$\frac{66}{20^*}$	$\frac{85}{27}$	60	$\frac{9147}{22}$	$\frac{10}{29}$	$\frac{79,87}{28}$
Сапроколлиты (коллоальголиты)	$\frac{84}{9}$	$\frac{80}{11}$	45	$\frac{8754}{7}$	$\frac{9,42}{11}$	$\frac{76,51}{9}$
Касьянито-богхеды (гелитоальголиты), кеннель-богхеды (гелито-спороальголиты), черемхиты (гелитокolloальголиты)	$\frac{39}{14}$	$\frac{62}{13}$	32	$\frac{8315}{10}$	$\frac{7,62}{14}$	$\frac{76,57}{15}$
Касьяниты (альгогелиты)	$\frac{10}{8}$	$\frac{55}{8}$	12	$\frac{7929}{4}$	$\frac{6,1}{9}$	$\frac{75,64}{8}$
Кеннели (альгоспорогелиты)	$\frac{6}{14}$	$\frac{50}{22}$	10	$\frac{7899}{14}$	$\frac{6,4}{18}$	$\frac{77,21}{18}$
Гелитолиты	0	45	10	7500	5,5	76,86

* В табл. 2 и 3 в знаменателе — число проанализированных образцов.

Табл. 3 и фиг. 2 иллюстрируют связь выхода летучих веществ, теплоты сгорания, содержания водорода и углерода от степени углефикации и петрографического типа сапропелита и сапрогумолита.

Для гелитолитов во всех таблицах показаны наиболее типичные значения. Прежде чем перейти к анализу каждого показателя, представленного в таблицах и на графиках, необходимо охарактеризовать влажность, зольность и сернистость исследованных сапропелитов и сапрогумолитов.



Фиг. 1. Зависимость выхода летучих веществ, смолы, содержания водорода, теплоты сгорания и механической крепости от количества микрокомпонентов группы альгинита для бурых длиннопламенных и газовых углей.

1 — выход летучих веществ; 2 — теплота сгорания; 3 — содержание водорода; 4 — средний выход летучих веществ; 5 — средний выход смолы; 6 — средняя теплота сгорания; 7 — среднее содержание водорода; 8 — средняя механическая крепость

Влажность. Влажность собственно сапропелитов, содержащих более 50% микрокомпонентов группы альгинита, всегда меньше, чем гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов, и составляет 2—3%. Влажность углей, содержащих менее 50% микрокомпонентов группы альгинита, колеблется от 2 до 8%. Это меньше, чем у гумитов соответствующей степени углефикации. Нередко количество влаги в боггедях и сапроколлитах буроугольной, длиннопламенной и даже газовой стадий углефикации одинаковое. В классах же гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов в бурых углях количество влаги колеблется в интервале от 4 до 8%, в длиннопламенных — до 4%. Чем больше в угле содержится микро-

Таблица 3

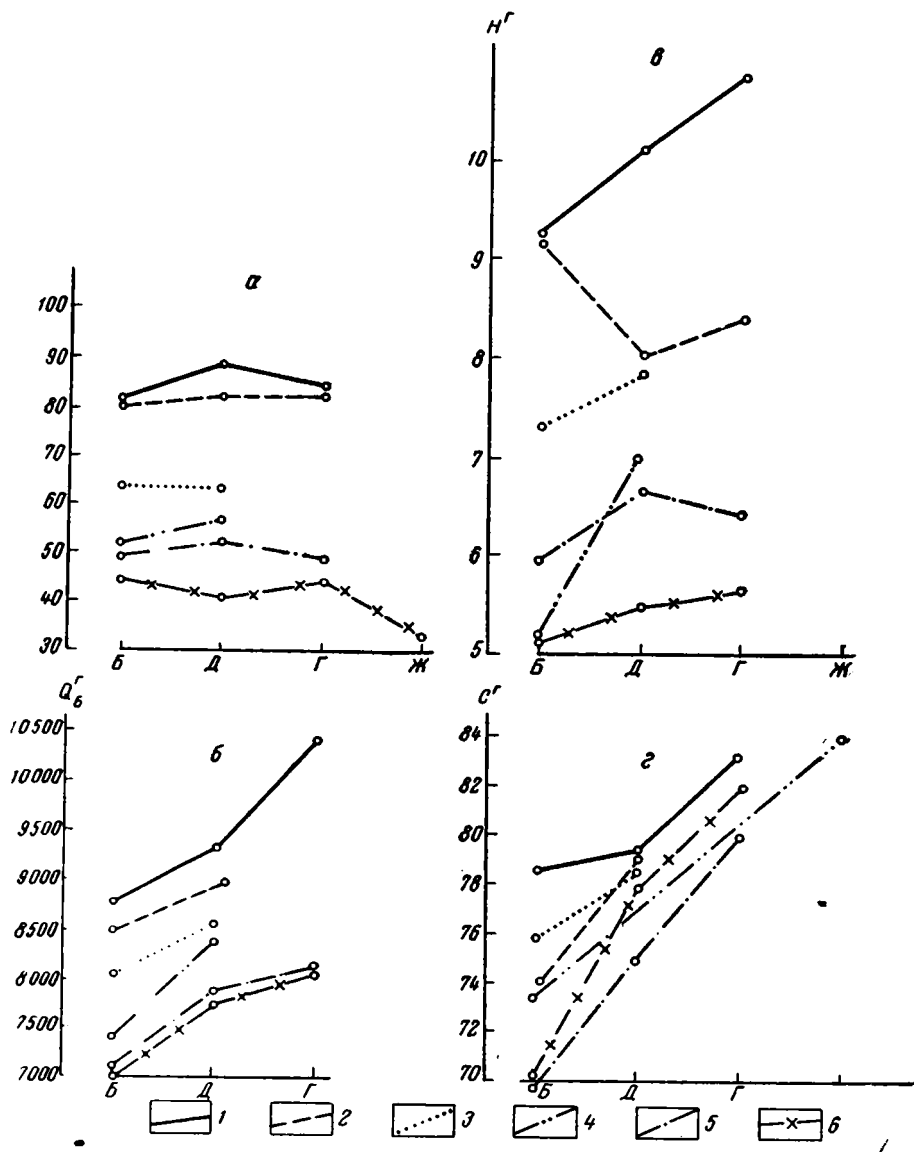
Зависимость химической характеристики сапропелитов и сапрогумолитов от содержания компонентов группы альгинита и степени углефикации

Петрографический тип угля	Угле- фика- ция	Альги- нит, %	VG, %	Q _G	H _G , %	С _G , %
Богхеды (альголиты)	Б	$\frac{68}{11}$	$\frac{81,65}{11}$	$\frac{8778}{9}$	$\frac{9,25}{11}$	$\frac{78,43}{11}$
То же	Д	$\frac{64}{8}$	$\frac{87,93}{12}$	$\frac{9313}{12}$	$\frac{10,3}{12}$	$\frac{79,39}{11}$
» »	Г	$\frac{69}{1}$	$\frac{83,88}{4}$	$\frac{10420}{1}$	$\frac{10,8}{6}$	$\frac{83,39}{6}$
Сапроколлиты (коллоальголиты)	Б	$\frac{82}{2}$	$\frac{81,2}{6}$	$\frac{8498}{3}$	$\frac{9,28}{5}$	$\frac{74,11}{5}$
То же	Д	$\frac{69}{5}$	$\frac{82,11}{3}$	$\frac{8947}{4}$	$\frac{8,15}{6}$	$\frac{79,51}{4}$
» »	Г	$\frac{94}{1*}$	$\frac{84,39}{1}$	—	$\frac{8,38}{1}$	$\frac{68,83}{1}$
Касьянито-богхеды (гелитоальголиты)	Б	$\frac{42}{3}$	$\frac{66,43}{2}$	$\frac{7997}{1}$	$\frac{7,63}{2}$	$\frac{76,48}{3}$
То же	Д	$\frac{32}{1}$	$\frac{65,89}{1}$	$\frac{8491}{1}$	$\frac{8,18}{1}$	$\frac{80,10}{1}$
Кеннель-богхеды (гелитоспороальголиты)	Б	$\frac{38}{4}$	$\frac{62,0}{4}$	$\frac{8070}{2}$	$\frac{6,81}{4}$	$\frac{75,08}{4}$
То же	Д	$\frac{20}{1}$	$\frac{48,74}{1}$	$\frac{7762}{1}$	$\frac{7,53}{1}$	$\frac{71,80}{1}$
Черемхиты (гелитоколлоальголиты)	Д	$\frac{44}{5}$	$\frac{61,69}{5}$	$\frac{8552}{5}$	$\frac{8,0}{6}$	$\frac{78,48}{6}$
Касьяниты (альгогелиты)	Б	$\frac{12}{4}$	$\frac{52,84}{4}$	$\frac{7386}{2}$	$\frac{5,2}{3}$	$\frac{73,32}{2}$
Касьяниты (альгогелиты)	Д	$\frac{11}{5}$	$\frac{56,75}{4}$	$\frac{8472}{2}$	$\frac{6,96}{5}$	$\frac{77,03}{5}$
» »	Ж	$\frac{7}{1}$	$\frac{33,4}{1}$	—	$\frac{5,88}{1}$	$\frac{84,87}{1}$
Кеянели (альгоспорогелиты)	Б	$\frac{5}{3}$	$\frac{50,23}{3}$	$\frac{1111}{3}$	$\frac{5,88}{3}$	$\frac{68,07}{3}$
То же	Д	$\frac{5}{1*}$	$\frac{52,78}{4}$	$\frac{7831}{1}$	$\frac{6,66}{4}$	$\frac{75,2}{4}$
» »	Г	$\frac{2}{9}$	$\frac{49,1}{14}$	$\frac{8141}{10}$	$\frac{6,45}{11}$	$\frac{80,43}{11}$
Гелитолиты	Б	0	45	7000	5,3	70
То же	Д	0	42	7750	5,5	78
» »	Г	0	44	8000	5,5	82

* Выветрелый уголь.

компонентов группы альгинита, тем они менее гигроскопичны и пористы относительно гумусовых углей.

Зольность. Рассматривается внутренняя и конституционная зона углей, происшедшая за счет растительного вещества и минеральных примесей, принесенная водой и ветром и отложенная вместе с углем, а также зола из минеральных новообразований, возникших в сапропелевых озерах за счет растворов.



Фиг. 2. Зависимость выхода летучих веществ (а), теплоты сгорания (б), содержания водорода (в) и углерода (г) от степени углефикации и типа сапропелита и сапрогуомолита.

1 — богхеды; 2 — сапроколлиты; 3 — касьянито-богхеды, кеннель-богхеды, черемхиты; 4 — касьяниты; 5 — кенNELи; 6 — гелитолиты

Зольность является весьма непостоянным и неопределенным показателем для всех типов сапропелитов и сапрогуомолитов. Бывают богхеды и сапроколлиты, а также различные типы гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов с количеством золы 2—3 и 20—30%.

Меловые богхеды Оленекского, Зырянского и Нордвикского районов, состоящие на 50—90% из телоальгинита, содержат золы не более 3—5% и очень редко больше. Сапропелиты и сапрогуомолиты палеозоя

и, в частности, карбона Подмосковского, нижнего и среднего карбона Донецкого бассейнов чаще малозольные. Во всех исследованных сапроколлитах и черемхитах, состоящих в значительной степени из коллоальгинита, количество золы всегда больше 10%.

Кеннели не имеют постоянной характеристики зольности даже в пределах одного бассейна. Так, в Донбассе, где они широко распространены, особенно в среднем карбоне, количество золы в них колеблется от 4 до 30%. Однако преобладающая часть кеннелевых углей во всех месторождениях содержит большое количество золы. Таким образом, в сапропелитах и сапрогумолитах количество золы не зависит от содержания в них микрокомпонентов группы альгинита.

Сернистость. Общая сернистость сапропелитов и сапрогумолитов часто изменяется так же, как зольность. Так, наибольшее содержание серы характерно для сапропелитов и сапрогумолитов Подмосковского и Донецкого бассейнов (средний карбон), а наименьшее — для богхедов Оленекского района и Нордвикского месторождения. Исключение составляют мезозойские сапропелиты и сапроколлиты Иркутского бассейна: в хахарейских и будаговских сапроколлитах, черемхитах и касьянитах с большим количеством золы содержание серы достигает всего 1%. Однако в матагонских сапроколлитах при 10—17% золы содержится серы 2,7—5%.

Летучие вещества. Выход летучих веществ в сапропелитах и сапрогумолитах дает возможность подразделить угли на классы, а иногда на типы.

Исследованные образцы углей, а также литературные данные позволили установить следующие пределы выхода летучих веществ для различных классов и типов углей (в %): собственно сапропелиты от 70 до 93, из них богхеды от 80 до 93, сапроколлиты от 70 до 90, гумито-сапропелиты от 55 до 70, касьянито-богхеды и черемхиты от 55 до 70, кеннель-богхеды от 50 до 70, сапропелито-гумиты, касьяниты и кеннели от 45 до 55, гумиты-гелитолиты от 35 до 45.

Цифры свидетельствуют о том, что самый большой выход летучих веществ дают угли, содержащие максимальное количество телоальгинита, и несколько меньший (но достаточно большой) — угли, в составе которых много коллоальгинита.

Угли, содержащие большое количество гелифицированных микрокомпонентов, в частности основной массы, представленной как отдельными «комочками», так и слитным веществом, чистым от минеральных примесей, а в отдельных случаях дисперсно-глинистой основной массой, дают наименьший выход летучих веществ. Так, касьянитовые и кеннелевые угли, по микрокомпонентному составу приближающиеся к гелитолитам и содержащие минимальное количество микрокомпонентов группы альгинита (до 25%), по выходу летучих веществ незначительно отличаются от гелитолитов.

Если принять высказываемое некоторыми авторами положение, что кеннелевые угли состоят из гумусово-сапропелевой основной массы (Цукерман, 1936, 1939), а касьяниты представляют собой чистые сапропелиты (Залесский, 1928), тогда следовало бы, что и выход летучих веществ в этих углях был бы близок к богхедам. Однако сапропелито-гумиты, содержащие очень небольшое количество микрокомпонентов из группы альгинита, имеют выход летучих веществ несколько больший, чем обычные клареновые угли, залегающие с ними в непосредственном контакте. Это можно объяснить отчасти наличием в них водорослей, иногда сапропелевой основной массы и спор, а в основном же — своеобразными условиями захоронения и консервации органических микро-

компонентов, представленных гелифицированными микрокомпонентами и, в частности, основной массой.

Рассмотрение влияния углефикации на выход летучих веществ в пределах изучаемых групп показало следующее. Угли бурые, длиннопламенные и газовые при одинаковом микрокомпонентном составе дают одинаковый или очень близкий выход летучих веществ (см. табл. 3 и фиг. 2, а). Так, например, подмосковный богхед по степени углефикации бурый, оленекский — длиннопламенный и богхед Лугау (ГДР) — газовый — все они при содержании телоальгинита 70% и более дали выход летучих веществ более 80%. Примерно то же наблюдается в углях, относящихся к собственно сапропелитам и гумито-сапропелитам. Иначе: при одинаковом микрокомпонентном составе и, в частности, при равном содержании компонентов группы альгинита степень углефикации в бурых, длиннопламенных и газовых углях особенно не влияет на выход летучих веществ. Это относится главным образом к собственно сапропелитам и гумито-сапропелитам. В сапрогумолитах, где альгинит часто практически отсутствует и главное значение приобретает витринит, повышение степени углефикации, так же как и в обычных гумусовых углях (гелитолитах), сопровождается уменьшением выхода летучих веществ (см. фиг. 2, а).

Теплота сгорания. По теплоте сгорания отчетливо различаются собственно сапропелиты, гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты (см. фиг. 1, 2, б).

Таблица 3а
Теплотворная способность различных типов углей

Углефикация Классы и типы углей	Б	Д	Г
	ккал/кг		
Сапропелиты: богхеды, сапроколлиты	8500—9000	9000—10 000	10 500
Гумито-сапропелиты	7900—8200	8000—9000	—
Сапропелито-гумиты	7000—7800	7800—8400	7800—8600
Гумиты (гелитолиты)	6000—7650	7650—8100	7900—8300

Максимальная теплота сгорания характерна для собственно сапропелитов и в частности для богхедов, содержащих более 70% телоальгинита. Сапроколлиты, так же как и богхеды, имеют высокую теплоту сгорания, однако даже при содержании в них 80% коллоальгинита калорийность их всегда меньшая, чем у богхедов той же степени углефикации. Промежуточное место между богхедами и сапроколлитами занимают те сапроколлиты, в которых водоросли полностью не превратились в бесструктурное вещество. Далее следуют гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты. Таким образом, теплота сгорания у сапропелитов и сапрогумолитов всегда выше, чем у гумитов (гелитолитов).

Теплота сгорания сапропелитов и сапрогумолитов в значительной степени зависит не только от количественного содержания в них микрокомпонентов группы альгинита, но также и от стадии углефикации углей. Как видно из табл. 3, а и фиг. 2, б, у газовых и длиннопламенных углей калорийность выше, чем у бурых. Особенно отчетливо это проявляется в углях класса собственно сапропелитов, а также у гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов.

Водород. Содержание водорода, так же как и выход летучих веществ и теплота сгорания, уменьшается от углей, относящихся к классу собственно сапропелитов, к углям класса сапропелито-гумитов (фиг. 1). Исключение составляют кеннели, в которых содержание водорода оказывается нередко несколько большим, чем в касьянитах, хотя по другим параметрам они ближе стоят к гелитолитам. Устанавливаются следующие пределы содержания водорода в различных классах углей (в %): у собственно сапропелитов от 8 до 12, гумито-сапропелитов от 6,5 до 9, сапропелито-гумитов от 5,5 до 7.

Таким образом, в собственно сапропелитах содержание водорода зависит главным образом от количества в угле микрокомпонентов группы альгинита. Имеет значение также степень сохранности микрокомпонентов группы альгинита. Цифры наглядно показывают, что в длинно-пламенных и газовых углях и состоящих преимущественно из телоальгинита богхедах, содержание водорода всегда выше, чем в сапроколлитах, при том же количестве коллоальгинита (см. табл. 3, фиг. 2, в).

Если не считать отклонений, происходящих, по-видимому, из-за недостатка материала, то в сапропелитах и сапрогумолитах наблюдается тенденция к увеличению содержания водорода с увеличением степени углефикации до газовых включительно. Однако наиболее существенным фактором для увеличения содержания водорода является количество микрокомпонентов группы альгинита в сапропелитах и сапрогумолитах и степень их сохранности.

Углерод. Содержание углерода в отличие от содержания водорода, выхода летучих веществ и калорийности является менее надежным классификационным параметром. Этот показатель в сапропелитах и сапрогумолитах больше зависит от степени углефикации, чем от количества микрокомпонентов группы альгинита (см. табл. 2, 3). Содержание углерода в сапропелитах и сапрогумолитах колеблется от 70 до 85%. В пределах каждого класса углей, более углефицированных, углерода больше. Исключением являются угли выветрелые. Однако отмечается, что в богхедах бурых углей углерода несколько больше, чем в бурых клареновых углях (табл. 4). Известно, что в некоторых кушмурунских касьянито-богхедах, по степени углефикации бурых, содержание углерода достигает 80%. В других типах сапропелитов и сапрогумолитов эта зависимость выражена менее отчетливо.

Из табл. 4 видно, что по содержанию углерода среди сапропелитов и сапрогумолитов более отчетливо, чем среди гелитолитов, можно различать степень углефикации в пределах первых трех углефикационных групп.

Различные типы углей внутри классов сапропелитов и сапрогумолитов с одинаковой степенью углефикации, но с разным содержанием микрокомпонентов группы альгинита, содержат примерно равное или почти равное количество углерода. Лишь в очень незначительном числе случаев отмечается меньшее содержание углерода в сапропелито-гумитах.

Таблица 4.

Содержание углерода в сапропелитах, сапрогумолитах и гелитолитах различной степени углефикации, %

Степень углефикации	Б	Д	Г
Классы углей			
Собственно сапропелиты	73—78	75—82	80—87
Гумито-сапропелиты	73—78	77—80	—
Сапропелито-гумиты	71—74	74—79	77—83
Гелитолиты	73	79	82

Выход первичной смолы из различных типов сапропелитов
и сапрогуомолитов, %

Бассейн, месторож- дение или район	Тип угля	Степень углефи- кации	Первичная смола на су- хую массу	Зольность	Откуда взяты данные
Подмосковный	Богхедовый	Б	53,81	9,15	ВСЕГЕИ
»	»	»	56,6	9,24	Н. П. Гвоздева (1948)
»	»	»	67,09	4,89	С. Н. Наумова (1940)
»	»	»	69,3	4,78	»
»	»	»	48,2	7,52	Н. Г. Титов и др. (1947)
Иркутский Хахарейское	»	»	61,25	5,68	ВСЕГЕИ
Нордвикское	»	»	37,67	3,91	Е. С. Корженевская (1951)
Оленекский	»	Д	55,43	4,41	ВСЕГЕИ
»	»	»	55,8	4,08	
»	»	»	57,6	2,97	
»	»	»	58,7	2,47	П. И. Глушинский (1951)
»	»	»	69,7	2,90	Е. С. Корженевская (1951)
»	»	»	69,3	1,98	
»	»	»	66,7	3,46	»
»	»	»	67,9	2,39	»
Австралия, Мара- гунит	»	»	50,2	2,58	Штуцер (1935)
ГДР, Лугау	»	Г	68,9	10,5	Штуцер (1934)
Кушмурунское	Сапрокол- литовый	Б	50	—	Е. И. Тараканова (1960)
Будаговское	»	»	10,94— —38,84	24,68— —53,37	ВСЕГЕИ
»	»	»	ср. 26,44	ср. 37,18	
»	»	»	32,19	30,3	»
Хахарейское	»	Б—Д	48,13	6,92	Ю. А. Жемчужни- ков (1934)
Буртинское	»	Д	45,8	Нет	ВСЕГЕИ
Матаганское	»	»	57,38	данных 13,00	»
»	»	»	48,8	10,14	Ю. А. Жемчужников (1934)
Подмосковный	Касьянито- богхедовый	Б	28,65	23,99	Н. П. Гвоздева (1948)
»	»	»	36,93	12,75	ВСЕГЕИ
»	Кеннель- богхедовый	»	17,6	—	Н. Г. Титов и др. (1947)
Донецкий	»	Г	11,51	11,93	ВСЕГЕИ
Черемховское	Черемхито- вый	Д	24,6	14,73	»
»	»	»	35,6	6,08	»
»	Касьянито- вый	»	27,9	4,07	»
Подмосковный	»	Б	11,6	Нет	И. Э. Вальц (1937)
Оленекский	»	Д	5,45	данных 6,08	П. И. Глушинский (1951)
»	»	»	6,80	3,95	Е. С. Корженевская (1951)
Донецкий	Кеннелевый	»	23,7	2,53	»
»	»	»	22,8	10,44	Л. Е. Цукерман (1939)
»	»	»	10,5	2,09	»
Карагашинское	»	Г—ПЖ	12,4	43,59	И. С. Софиев, Д. Т. Забрачный (1954)

Выход первичной смолы. Этот показатель является очень важным для характеристики сапропелитов и сапрогумолитов. Данные, приводимые в табл. 5, заимствованы в большей мере из различных источников, поэтому нельзя их считать хорошо сопоставимыми. Однако они, так же как и предыдущие показатели, отражают зависимость выхода первичной смолы от содержания в угле микрокомпонентов группы альгинита.

Богхеды, содержащие телоальгинита всегда больше 50% и по степени углефикации бурые, длиннопламенные и газовые, показывают выход смолы, как правило, больше 50% (см. фиг. 1). Исключением являлся богхед Нордвикского месторождения. Сапроколлиты Иркутского бассейна, содержащие коллоальгинита больше 50%, чаще дают выход первичного дегтя меньше, чем сапропелиты, в частности сапроколлиты. В сапропелито-гумитах выход смолы всегда меньше 25%. Имеющиеся данные далеко не достаточны для установления пределов выхода первичной смолы в различных классах и типах сапропелитов и сапрогумолитов. Однако на данной стадии изученности этого вопроса ориентировочно можно принять следующие цифры (в %): собственно сапропелиты 40—70, богхеды 50—70, сапроколлиты 40—50, гумито-сапропелиты 25—40 (?) и сапропелито-гумиты 5—25.

Сохранность водорослей также оказывает влияние на выход первичной смолы. Максимальный ее выход характерен для углей с хорошей сохранностью водорослей. Большее количество определений уточнило бы границы выхода первичной смолы в различных типах сапропелитов и сапрогумолитов. Несомненным является, что основное значение для выхода дегтя в пределах изучаемых групп углефикации имеет количество содержащихся в углях телоальгинита и коллоальгинита. Исследования показывают, что в каменных углях при равном содержании микрокомпонентов группы альгинита, в частности в богхедах, выход дегтя несколько больше, чем в бурых.

Гуминовые кислоты. Определение гуминовых кислот в 20 образцах сапропелитов и сапрогумолитов показало, что наиболее сопоставимые результаты дали бурые угли. Во всех богхедах и сапроколлитах бурых углей гуминовые кислоты присутствуют в небольшом количестве. Цвет раствора щелочи этих углей преимущественно светло-коричневый. Гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты в буроугольной стадии содержат много гуминовых кислот, и они имеют темно-коричневый цвет раствора щелочи. Угли с большим количеством микрокомпонентов группы альгинита содержат мало гуминовых кислот.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Из физических свойств сапропелитов и сапрогумолитов были определены плотность, механическая крепость, электропроводность, цвет куска, черты и порошка. В связи с тем, что данные по плотности и крепости сапропелитов и сапрогумолитов почти отсутствуют, в тексте приводятся конкретные примеры определений.

Плотность. Определение (30 определений) плотности (объемного удельного веса) сапропелитов и сапрогумолитов было проведено в лаборатории физических свойств ВСЕГЕИ В. Я. Труниной. Плотность образцов определялась в воздушно-сухом состоянии на технических весах методом гидростатического взвешивания в воде с точностью 0,005 г/см³. Имеющиеся определения не достаточны для исчерпывающей характеристики плотности изучаемых типов углей. Тем не менее на разнообразном хорошо петрографически изученном материале приводятся данные, характеризующие плотность сапропелитов и сапрогу-

Таблица 6

Плотность сапропелитов и сапрогумолитов

Класс углей	Тип углей	Углефикация	Бассейн, месторождение, район	Ас	Плотность, г/см ³
Собственно сапропелиты	Богхедовый	Б	Подмосковный	10,21	1,050
	»	»	»	7,26	1,0
	»	БД	Хакарейское	5,26	1,070
	»	Д	Оленекский	2,98	1,025
	»	»	»	2,68	1,110
	»	»	»	3,34	1,050
Гумито-сапропелиты	»	»	Зырянский	3,19	1,090
	»	Г	Лугау, ГДР	17,91	1,110
	Сапроколлитовый	Б	Кушмурунское	29,2	1,145
	»	»	»	16,61	1,300
	»	»	Иркутский, Будаговское	19,51	1,225
	»	Д	Иркутский, Матаганское	13,9	1,115
Гумито-сапропелиты	»	»	Средняя Азия, Кумбельское	27,76	1,370
	Кеннель-богхедовый	Б	Подмосковный	28,55	1,325
	»	Д	Донецкий, Лисичанское	31,83	1,620
	Касьянито-богхедовый	Б	Средняя Азия, Кавакское	2,78	1,230
	»	»	Подмосковный	10,99	1,065
	»	»	Кушмурунское	2,38	1,060
Сапропелито-гумиты	»	Д	Оленекский	4,23	1,135
	Черемхитовый	»	Черемховское	14,73	1,280
	»	»	»	6,08	1,210
	»	»	»	9,75	1,200
	Касьянитовый	Б	Алакульское	3,48	1,375
	»	Д	Черемховское	15,77	1,325
Сапропелито-гумиты	»	»	»	13,73	1,155
	Кеннелевый	Б	Средняя Азия, Кавакское	26,52	1,420
	»	»	Донецкий	11,8	1,380
	»	Г—П—Ж	Средняя Азия, Карагашино	46,06	1,690

молитов в зависимости от содержания в них микрокомпонентов группы альгината (табл. 6).

С увеличением зольности, независимо от петрографического состава и степени углефикации в углях бурых, длиннопламенных и газовых, плотность увеличивается. В углях с содержанием золы меньше 15% эти изменения выражены не отчетливо. Так, например, оленекские богхеды по степени углефикации длиннопламенные с зольностью до 4% имеют плотность до 1,10%, богхеды Лугау (ГДР) по степени углефикации газовые с зольностью почти 15% также показали плотность 1,10%.

Плотность углей, содержащих 50% и более телоальгината (богхеды и касьянито-богхеды), с количеством золы до 15% колеблется от 0,9 до 1,1 г/см³.

Плотность бурых и длиннопламенных углей, содержащих 50% и более коллоальгината (сапроколлиты и черемхиты) и от 15 до 30% золы, колеблется от 1,1 до 1,3 г/см³. Можно предположить, что плотность сапроколлитовых и черемхитовых углей при меньшей зольности была бы аналогична плотности богхедов. Однако сапроколлитами и черемхитами с меньшим количеством золы мы не располагали.

Плотность касянитов и кеннелей, по степени углефикации бурых, длиннопламенных и газовых, состоящих преимущественно из гелифицированных микрокомпонентов (при количестве золы до 15%), по-видимому, выше $1,3 \text{ г/см}^3$ и приближается к плотности обычных клареновых углей. Таким образом, плотность в сапропелитах и сапрогумолитах обусловлена содержанием в них микрокомпонентов группы альгинита. Она всегда меньше у типичных сапропелитов и гумито-сапропелитов, чем у сапропелито-гумитов. Увеличение содержания в угле гелифицированных микрокомпонентов и загрязненности минеральными примесями приводит к увеличению объемного веса (плотности).

С увеличением степени углефикации в пределах бурых, длиннопламенных и газовых углей плотность сапрогумолитов, по-видимому, увеличивается, хотя, строго говоря, сопоставимыми данными и соответствующими по микрокомпонентному составу и количеству золы мы не располагали.

Механическая крепость. Механическая крепость 35 образцов сапропелитов и сапрогумолитов определялась по методу испытания в копре (табл. 7), впервые предложенному Институтом горючих ископаемых АН СССР и видоизмененному в Донецком угольном институте (Н. М. Двужильная, 1954). Механическая крепость углей растет по мере увеличения содержания в них микрокомпонентов группы альгинита и уменьшается с увеличением гелифицированных микрокомпонентов (см. фиг. 1). Наиболее крепкими являются сапропелиты, самыми слабыми — сапропелито-гумиты. Крепость сапропелитов и сапрогумолитов в пределах каждого класса, по-видимому, возрастает с увеличением зольности.

Углефикация бурых и длиннопламенных углей имеет меньшее влияние на механическую крепость, чем зольность и микрокомпонентный состав.

Величина механической крепости для различных классов углей, выраженная в г/см и объеме мелких фракций, следующая: собственно сапропелиты — очень крепкие от 4000 до 8000, объем мелкой фракции после дробления от 1 до 3 мм^3 ; гумито-сапропелиты крепкие от 2000 до 4000, объем от 4 до 5 мм^3 ; сапропелито-гумиты менее крепкие, относительно слабые от 1100 до 2300, объем больше 5 мм^3 и до 10 мм^3 . Как видно из табл. 7, механическая крепость сапроколитов и богхедов колеблется в одинаковых пределах, однако самым крепким оказался матаганский сапроколит.

Отклонения обусловлены различными причинами: иногда значительной выветренностью образцов, нередко примесью других типов углей.

Сапрогумолиты, в которых преобладают гелифицированные микрокомпоненты, имеют механическую крепость несколько большую, чем длиннопламенные дюрено-клареновые и клареновые угли (см. фиг. 1). Это служит доказательством того, что гелифицированные микрокомпоненты касянита в кеннелях имеют аналогичную природу с этими микрокомпонентами в гумусовых углях.

Удельное электросопротивление. Удельное электросопротивление сапропелитов и сапрогумолитов в 18 типичных образцах было замерено Е. К. Малышевым. Им был применен четырехзондовый метод измерения электросопротивления углей с помощью электрометра Лютц-Эдельмана.

Измерения электросопротивления проводилось перпендикулярно наслоению и по наслоению.

Из имеющихся данных видно, что в стадии бурых и длиннопламенных углей при одинаковой зольности удельное электросопротивле-

Механическая крепость различных типов сапропелитов и сапрогумолитов

Тип угля	Угле- фика- ция	Бассейн, место- рождение, район	Ас	Уд. вес	Механи- ческая крепость, г/см	Объем мел- кой фрак- ции после дробления, мм*	Примечание
Богхедовый	Б	Подмосковный	33,90	1,37	4838	3,0	Много золы
»	Д	Оленекский	5,11	1,11	5610	3,0	
»	»	»	3,29	1,11	5930	0,5	Угли очень вы- ветрелые из старых обнаже- ний и отвалов
Сапроколли- товый	Б	Иркутский, Будаговское	19,51	1,225	3125	4,0	
»	Д	Иркутский, Матаганское	17,19	1,16	4775	1,0	
»	»	»	13,90	1,16	7550	1,0	
»	»	»	13,90	1,16	4721	1,0	
»	»	Иркутский, Буртинское	Нет данных	1,16	5431	1,0	
»	»	Иркутский, Буртинское	»	1,16	3848	1,0	
»	»	»	»	1,16	5222	3,0	
»	»	»	»	1,16	5814	1,0	
»	»	Средняя Азия, Кумбельское	28,24	1,37	3636	4,0	Угли очень вы- ветрелые из старых обнаже- ний и отвалов
Кеннель-бог- хедовый	Б	Подмосковный	Нет данных	1,26	3971	4,0	
Касянито- богхедовый	»	»	12,75	1,065	2794	5,0	
Черемхито- вый	Д	Черемховское	14,73	1,30	2134	3,0	
»	»	»	14,73	1,30	2466	5,0	
»	»	»	6,08	1,210	3121	4,0	
»	»	»	6,08	1,210	3072	4,0	
»	»	»	9,75	1,20	4777	3,0	По-видимому, попали прос- лойки сапро- коллита
»	»	»	18,10	1,30	2174	4,5	
»	»	»	18,10	1,30	2468	5,0	
»	»	»	Нет данных	1,30	3738	2,0	
»	»	»	»	1,30	2324	6,0	
»	»	»	»	1,30	5134	3,0	
»	»	»	»	1,30	3997	4,0	
Касянито- вый	»	»	4,07	1,30	1346	9,5	
»	»	»	»	1,30	1853	9,0	
»	»	»	»	1,30	1495	10,0	
»	»	»	»	1,30	1657	7,0	
»	»	»	13,83	1,15	4314	3,0	По-видимому, попали прос- лойки черем- хита
Кеннелевый	»	Донецкий	11,8	1,3	2224	5,5	Много пирита
»	Б	Средняя Азия, Сонкульский район	5,33	1,3	1143	11	
»	Г— ПЖ	Средняя Азия, Карагазинское	46,06	1,69	2664	5	Очень много золы

ние сапропелитов и сапрогумолитов одинаково. Для собственно сапропелитов, гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов бурых и длиннопламенных углей при зольности на воздушно-сухой уголь ниже 20% она составляет около 10^5 ом с небольшими колебаниями в ту и другую сторону. Электросопротивление этих углей не отличается от электросопротивления клареновых длиннопламенных углей. Наименьшее электросопротивление отмечается у сапропелитов и сапрогумолитов с зольностью выше 30%.

Цвет. Цвет сапропелитов и сапрогумолитов в кусках чаще значительно отличается от цвета их порошка и черты на фарфоровом бисквите. Это относится главным образом к собственно сапропелитам и гумито-сапропелитам, которые в кусках преимущественно серовато-черные.

В сапропелитах буроугольной стадии углефикации по цвету куска лишь очень приблизительно можно распознать петрографический тип угля, в каменноугольной это вообще почти невозможно. Сапропелиты в буроугольной степени углефикации, незначительно загрязненные минеральными примесями, в кусках на свежем изломе имеют буровато-коричневый цвет. Богхеды, значительно загрязненные минеральными примесями, всегда сероватые и даже с зеленоватым оттенком. Гумито-сапропелиты бурых углей в кусках коричневые; сапропелито-гумиты — темно-коричневые, почти черные.

В каменноугольной стадии углефикации сапропелиты и гумито-сапропелиты всегда серовато-черные, а сапропелито-гумиты и особенно касяниты почти черные, но светлее клареновых углей и линз витрена. Цвет черты на фарфоровом бисквите и порошка сапропелитов и сапрогумолитов чаще совпадает и если в отдельных случаях отличается, то незначительно и преимущественно в оттенках. Таким образом, цвет черты на фарфоровом бисквите в сапропелитах и сапрогумолитах зависит главным образом от содержания микрокомпонентов группы альгинита и количества в них минеральных примесей. Значение имеет также степень сохранности микрокомпонентов из группы альгинита: телоальгинит это или коллоальгинит. Чем больше в угле микрокомпонентов из группы альгинита, тем черта на фарфоровом бисквите светлее. Причем угли, в которых преобладает коллоальгинит (сапроколлиты) или значительно измененный телоальгинит (богхеды), имеют светло-желтую и желтую черту. Угли, состоящие преимущественно из телоальгинита (богхеды), имеют светло-коричневую и коричневую черту, иногда с зеленоватым оттенком.

В буроугольной стадии угли, содержащие большое количество ге-лифицированных микрокомпонентов из группы витринита (касяниты и кеннели), имеют коричневую и темно-коричневую черту, длиннопламенные и газовые — коричневую с черным оттенком или коричневаточерную.

Черта всех сапропелитов и сапрогумолитов, загрязненных значительным количеством минеральных примесей, при зольности более 20%, имеет сероватый оттенок.

Подводя итоги, можно констатировать, что выход летучих веществ и первичной смолы, теплота сгорания, количество водорода, крепость, вязкость сапропелитов и сапрогумолитов обусловлены двумя основными причинами: количеством содержащихся в угле микрокомпонентов группы альгинита (см. фиг. 1) и степенью разложенности этих микрокомпонентов. Меньшее влияние на эти параметры оказывают микрокомпоненты группы лейптинита и витринита и совсем незначительное — фюзинита.

Механическая крепость различных типов сапропелитов и сапрогумолитов

Тип угля	Угле-фикация	Бассейн, место-рождение, район	Ас	Уд. вес	Механи-ческая крепость, г/см	Объем мел-кой фрак-ции после дробления, мм ³	Примечание
Богхедовый	Б	Подмосковный	33,90	1,37	4838	3,0	Много золы
»	Д	Оленекский	5,11	1,11	5610	3,0	
»	»	»	3,29	1,11	5930	0,5	
Сапроколли-товый	Б	Иркутский, Будаговское	19,51	1,225	3125	4,0	Угли очень вы-ветрелые из старых обнаже-ний и отвалов
»	Д	Иркутский, Матаганское	17,19	1,16	4775	1,0	
»	»	»	13,90	1,16	7550	1,0	
»	»	»	13,90	1,16	4721	1,0	
»	»	Иркутский, Буртинское	Нет данных	1,16	5431	1,0	
»	»	Иркутский, Буртинское	»	1,16	3848	1,0	
»	»	»	»	1,16	5222	3,0	
»	»	»	»	1,16	5814	1,0	
»	»	Средняя Азия, Кумбельское	28,24	1,37	3636	4,0	
Кеннель-бог-хедовый	Б	Подмосковный	Нет данных	1,26	3971	4,0	Угли очень вы-ветрелые из старых обнаже-ний и отвалов
Касянито-богхедовый	»	»	12,75	1,065	2794	5,0	
Черемхито-вый	Д	Черемховское	14,73	1,30	2134	3,0	
»	»	»	14,73	1,30	2466	5,0	
»	»	»	6,08	1,210	3121	4,0	
»	»	»	6,08	1,210	3072	4,0	
»	»	»	9,75	1,20	4777	3,0	
»	»	»	18,10	1,30	2174	4,5	
»	»	»	18,10	1,30	2468	5,0	
»	»	»	Нет данных	1,30	3738	2,0	
»	»	»	»	1,30	2324	6,0	
»	»	»	»	1,30	5134	3,0	
»	»	»	»	1,30	3997	4,0	
Касянито-вый	»	»	4,07	1,30	1346	9,5	
»	»	»	»	1,30	1853	9,0	
»	»	»	»	1,30	1495	10,0	
»	»	»	»	1,30	1657	7,0	
»	»	»	13,83	1,15	4314	3,0	
Кеннелевый	»	Донецкий	11,8	1,3	2224	5,5	По-видимому, попали прос-лойки сапро-коллита
»	Б	Средняя Азия, Сонкульский район	5,33	1,3	1143	11	
»	Г—ПЖ	Средняя Азия, Карагазинское	46,06	1,69	2664	5	

По-видимому, попали прос-лойки черем-хита

Много пирита

Очень много золы

ние сапропелитов и сапрогумолитов одинаково. Для собственно сапропелитов, гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов бурых и длиннопламенных углей при зольности на воздушно-сухой уголь ниже 20% она составляет около 10^5 ом с небольшими колебаниями в ту и другую сторону. Электросопротивление этих углей не отличается от электросопротивления клареновых длиннопламенных углей. Наименьшее электросопротивление отмечается у сапропелитов и сапрогумолитов с зольностью выше 30%.

Цвет. Цвет сапропелитов и сапрогумолитов в кусках чаще значительно отличается от цвета их порошка и черты на фарфоровом бисквите. Это относится главным образом к собственно сапропелитам и гумито-сапропелитам, которые в кусках преимущественно серовато-черные.

В сапропелитах буроугольной стадии углефикации по цвету куска лишь очень приблизительно можно распознать петрографический тип угля, в каменноугольной это вообще почти невозможно. Сапропелиты в буроугольной степени углефикации, незначительно загрязненные минеральными примесями, в кусках на свежем изломе имеют буровато-коричневый цвет. Богхеды, значительно загрязненные минеральными примесями, всегда сероватые и даже с зеленоватым оттенком. Гумито-сапропелиты бурых углей в кусках коричневые; сапропелито-гумиты — темно-коричневые, почти черные.

В каменноугольной стадии углефикации сапропелиты и гумито-сапропелиты всегда серовато-черные, а сапропелито-гумиты и особенно касяниты почти черные, но светлее клареновых углей и линз витрена. Цвет черты на фарфоровом бисквите и порошка сапропелитов и сапрогумолитов чаще совпадает и если в отдельных случаях отличается, то незначительно и преимущественно в оттенках. Таким образом, цвет черты на фарфоровом бисквите в сапропелитах и сапрогумолитах зависит главным образом от содержания микрокомпонентов группы альгинита и количества в них минеральных примесей. Значение имеет также степень сохранности микрокомпонентов из группы альгинита: телоальгинит это или коллоальгинит. Чем больше в угле микрокомпонентов из группы альгинита, тем черта на фарфоровом бисквите светлее. При этом угли, в которых преобладает коллоальгинит (сапроколлиты) или значительно измененный телоальгинит (богхеды), имеют светло-желтую и желтую черту. Угли, состоящие преимущественно из телоальгинита (богхеды), имеют светло-коричневую и коричневую черту, иногда с зеленоватым оттенком.

В буроугольной стадии угли, содержащие большое количество геологизированных микрокомпонентов из группы витринита (касяниты и кеннели), имеют коричневую и темно-коричневую черту, длиннопламенные и газовые — коричневую с черным оттенком или коричневаточерную.

Черта всех сапропелитов и сапрогумолитов, загрязненных значительным количеством минеральных примесей, при зольности более 20%, имеет сероватый оттенок.

Подводя итоги, можно констатировать, что выход летучих веществ и первичной смолы, теплота сгорания, количество водорода, крепость, вязкость сапропелитов и сапрогумолитов обусловлены двумя основными причинами: количеством содержащихся в угле микрокомпонентов группы альгинита (см. фиг. 1) и степенью разложенности этих микрокомпонентов. Меньшее влияние на эти параметры оказывают микрокомпоненты группы лейптинита и витринита и совсем незначительное — фюзинита.

Богхеды и сапроколлиты, содержащие более 50% микрокомпонентов группы альгинита, характеризуются низкой влажностью (до 4%), самым высоким выходом летучих веществ (от 70 до 93%) и первичной смолы (более 50%), максимальной теплотой сгорания (от 8500 до 10 500), наибольшим содержанием водорода (от 8 до 12%), высокой механической крепостью (от 4000 до 8000 г/см).

Кеннели и касьяниты, в которых микрокомпоненты группы альгинита составляют всегда меньше 25%, по всем изученным свойствам занимают крайнее положение вблизи гелитолитов и нередко тяготеют к липтобиолитам. Для касьянитов и кеннелей характерным является относительно низкий выход летучих веществ (от 45 до 55%) и первичной смолы (10—12%), низкое содержание водорода от 5,5 до 7% и относительно небольшая теплота сгорания от 7000 до 8500 г/кал. Эти типы углей в буроугольной стадии углефикации содержат много гуминовых кислот. Они отличаются меньшей крепостью — ниже 1000 г/см.

Все другие петрографические типы угля, содержащие микрокомпоненты группы альгинита в пределах от 25 до 50% (кеннель-богхеды, касьянито-богхеды, черемхиты), в отношении перечисленных свойств занимают промежуточное положение.

При равном содержании альгинита в сапропелитах с преобладанием телоальгинита всегда больше выход летучих веществ и первичного дегтя, а также выше теплота сгорания, больше содержание водорода, чем в углях с таким же или даже большим количеством коллоальгинита.

Влияние углефикации в пределах первых трех групп (Б, Д, Г), в которых встречаются собственно сапропелиты и гумито-сапропелиты, проявляется в той или иной степени на всех параметрах, но особенно отчетливо оно находит выражение для всех типов сапропелитов и сапрогумолитов в теплоте сгорания и содержании углерода.

Установленные зависимости успешно позволяют прогнозировать по результатам петрографических исследований качественные особенности сапропелитов и сапрогумолитов. Располагая данными по количеству в угле микрокомпонентов группы альгинита, возможно предсказание химических и физических свойств, в частности их теплоты сгорания, выхода летучих веществ и смолы, содержания водорода, плотности и механической крепости.

В заключение необходимо сказать, что эта интереснейшая группа углей изучена недостаточно. Имеющиеся химические анализы лишь в первом приближении характеризуют как генетические, так и углефикационные особенности углей.

В связи с большим значением, которое приобретает жидкое топливо, пластмассы, газ и т. д., необходима постановка специальных комплексных химико-петрографических исследований сапропелитов и сапрогумолитов, а также изучение органического вещества горючих сланцев и современных сапропелей.

ЛИТЕРАТУРА

- Бочковский Ф. А. Гумусово-сапропелевые угли зап. части Донбасса — сырьевая база жидкого топлива. Геологичний ж., т. 7, вып. 3, 1940.
Бочковский Ф. А. Гумусово-сапропелевые угли Донбасса. Сов. геология, сб. 23, 1947.
Вальц И. Э. и др. Болоховский угольный район. Атлас микроструктуры углей СССР под ред. Ю. А. Жемчужникова и З. В. Ергольской. Тр. XVII сессии МГК, ЦНИГРИ, вып. 101, 1937.
Вальц И. Э., Мокринский В. В. Химическая характеристика углей южной Якутии. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. XI, 1961.

- Гинзбург А. И. Некоторые данные о петрографическом составе углей севера Читинской области. Информ. сб. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, № 36, 1960.
- Гинзбург А. И. Петрографическая характеристика сапропелитов и сапрогумолитов. Сов. геология, № 8, 1962.
- Гвоздева Н. П. Угли Подмосковского бассейна и их классификация по физико-механическим свойствам. Углетехиздат, 1948.
- Гвоздева Н. П. Гумито-сапропелиты и сапропелиты. В кн. «Атлас углей Подмосковского бассейна», под ред. В. С. Яблокова. Изд. Центр. бюро техн. информ., Тула, 1962.
- Глушинский П. И. Результаты изучения богхедов и гумусовых углей Чарчыкского месторождения. Материалы к изучению углей Оленекского района. Тр. Н.-и. ин-та геол. Арктики, т. 24, 1951.
- Двужилная Н. М. Механическая прочность углей и антрацитов. В кн. «Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна». Углетехиздат, вып. VIII, 1954.
- Жемчужников Ю. А. Иркутские сапропелиты. Химия твердого топлива, вып. 9—10, 1931.
- Жемчужников Ю. А. О так называемых кеннельских углях. Химия твердого топлива, № 5—6, 1932.
- Жемчужников Ю. А. Петрографическая характеристика иркутских сапропелевых углей. Химия твердого топлива, № 2, 1934.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. ОНТИ, 1935.
- Залесский М. Д. Изучение микроскопического строения сапропелевого угля Черемховского месторождения. Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 92, 1928.
- Корженевская Е. С. Материалы к петрографич. изучению углей Оленекского района. Тр. Н.-и. ин-та геол. Арктики, т. 24, 1951.
- Наумова С. Н. Генетическая классификация углей Подмосковского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 159, 1940.
- Софиев И. С., Забрамный Д. Т. Качество углей Узгенского района. Изв. АН УзССР, № 5, 1954.
- Тараканова Е. И. Петрографическое изучение бурых углей Кушмурунского месторождения. Тр. Лабор. Геол. упр. трестов, экспед. и партий, вып. 4, 1954.
- Тараканова Е. И. Атлас углей Тургайской угленосн. провинции. Тр. горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 5, 1960.
- Титов Н. Г., Федоровская Н. И. и Танцырев И. Н. Сапропелевые угли Подмосковского бассейна и влияние петрографического состава их на выход и состав первичного дегтя. Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, № 7, 1947.
- Цукерман Л. Е. О кеннельском угле шахты Гродовка. Тр. Харьковск. н.-и. углехим. ин-та, вып. 2, 1936.
- Цукерман Л. Е. Угли сапропелевого накопления в Донецком бассейне. Тр. Харьковск. н.-и. углехим. ин-та, вып. 16—17, 1939.
- Kasapke R. M. A type of boghead coal from Illinois. Amer. J. Sci., v. 249, No. 6, 1951.
- Schopf J. M. Cannel, boghead, torbanite, oil shale. Econ. Geol., v. 44, No. 1, 1949.
- Stach E. Bogheadflöz in der Gasflammkohlen Gruppe des Ruhrbezirkes. Berg — Huttenmann. Glückauf, № 11, 1931.
- Stutzer O. Über das Vorkommen von Bogheadkohle im erzgebirgischen Steinkohlen Bergbau von Lugau Ölsnitz in Sachsen. Z. Dtsch. Geol. Ges. Berlin, Jahrgang 86, 1934.
- Stutzer O. Marchunit. Eine Begheadkohle in Braunlohlen — Stadium. Reits. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 87, Hf. 9, 1935.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
26.XII.1962

**ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО
СОСТАВА «ТЕМНО-КОРИЧНЕВЫХ» И «СВЕТЛО-КОРИЧНЕВЫХ»
МЯГКИХ БУРЫХ УГЛЕЙ**

Л. И. БОГОЛЮБОВА

В работе выявлены различия петрографического состава, химической и технологической характеристики светло- и темно-коричневых мягких бурых углей третичного возраста, а также приведены данные спорово-пыльцевого состава этих углей. Установлено, что возникновение светло- и темно-коричневых углей обязано не различиям в исходном материале, а различиям в условиях его превращения. Сделан вывод, что признак окраски мягкого бурого угля нужно рассматривать как классификационный при типизации мягких бурых углей.

Известно, что почти во всех месторождениях мягких бурых углей Советского Союза и зарубежных стран в разрезе пластов обнаруживается чередование углей, имеющих то темно-коричневую и коричневую окраску, то совершенно светлую. Однако в работах наших исследователей этот вопрос почти не освещен, за исключением имеющих попутных замечаний при описании конкретных образцов углей и характеристике их типов. За рубежом, особенно в Германии, темно-коричневым (*dunkle Bänke*) и светло-коричневым бурым углям (*helle Schichten*) уделено большое внимание. Велк (Wölk, 1935, 1936), изучая споровый состав обоих типов углей, пришел к выводу, что исходный растительный материал их одинаков и определяет фацию лесного торфяного болота. Образование темно- и светло-коричневых углей он объясняет изменением уровня грунтовых вод в болоте и связывает появление последних с условиями окислительной среды.

Томсон (Thomson, 1951) по продуктам мацерации углей Главного угольного пласта Нижнерейнского буроугольного бассейна заключил, что только темно-коричневые угли можно отнести к фации лесного болота, в то время как светло-коричневые, по его мнению, являются типичной фацией камышевого болота. В них он обнаружил в значительном количестве кутикулу *Сурегасееп* и других растений типа камышевых. Кильппер же (Kilpper, 1960) считает, во-первых, что светлые слои почти не содержат хорошо сохранившихся растительных остатков и особенно кутикул и, во-вторых, отнесение Томсоном мелких растительных обрывков к кутикуле *Сурегасееп* только частично оказывается справедливым, так как большая часть мелких обрывочков растений не является кутикулой камышевых и определяется как обломки иглоочек хвой. Кильппер указывает, что изученные им угли, возникшие из растений *Сурегасееп*, *Gramineae*, *Моносотылен* и др., т. е. действительно принадлежащих фации камышевых болот, выглядят совсем по-другому, чем слои, представленные светло-коричневыми углями. По Кильпперу, светлые слои являются результатом аллохтонного накопления при достаточном доступе

кислорода, чем и объясняет он сравнительно сильное разложение в них растительного материала.

М. Тейхмюллер (Teichmüller, 1958), изучив детально петрографический состав светло- и темно-коричневых углей Главного пласта Нижнерейнского буроугольного бассейна, подтвердила мнение Томсона, а именно: первые отнесла к фации камышевого болота; вторые — к фации облесенного.

Выделенные В. В. Кирюковым (1968) в Бабаевском месторождении (Башкирская АССР) плотный (клареновый и кларено-дюреновый смешанный) и гумито-липтобиолитовый (однородный с желтой основной массой) типы углей и описанные как светло-коричневые отнесены им к фации лесо-топяного болота, в котором аэробные и анаэробные процессы были равнозначны. Типы углей: землистый — аттитовый (дюрен смешанный), гумито-липтобиолитовый (смоляной уголь) и др., описанные В. В. Кирюковым как темно-коричневые и коричневые, отнесены по условиям образования к лесному болоту и заболоченному лесу, в которых аэробные процессы, по его мнению, являются ведущими.

Л. Н. Ржанниковой (1956) указано, что в месторождениях Жиланчикского бассейна (Казахская ССР) светло-бурую окраску имеют пыльцевой липтобиолит («жиланкит») и лигнитовый аттит. Другие типы углей, выделенные ею, — дюрен, кларено-дюрен и кларен — окрашены в куске в бурый и темно-бурый цвет. Она отмечает, что исходное растительное вещество исследованных всех типов углей принадлежит в основном растениям хвойных и лиственных пород при некотором участии травянистых растений.

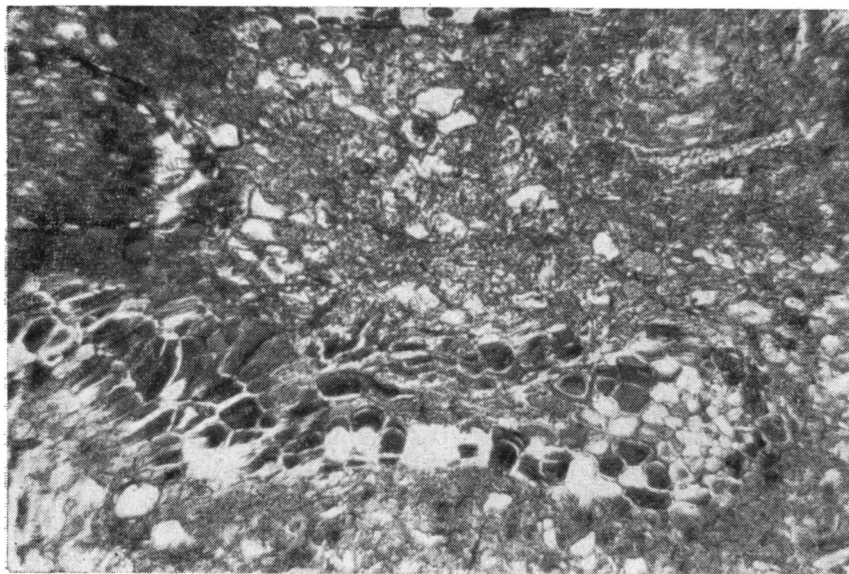
Таким образом, у исследователей нет единого взгляда на характеристику исходного материала, вещественный состав и происхождение углей, различающихся по цвету. А между тем вопрос этот существенный, и решение его особенно необходимо в связи с установлением признаков классификации мягких бурых углей и построением самой классификации.

Остановимся на характеристике темно- и светло-коричневых углей, полученной в результате наших исследований. Были изучены разрезы пластов Бабаевского и Маячного месторождений (Башкирия), Тюльганского (Оренбургская область), Александрийского (Днепровский бассейн) и месторождений Дальнего Востока. Угленосные отложения в указанных месторождениях относятся к третичному возрасту. Петрографическое изучение пластов проводилось послойно от почвы до кровли. Каждый пласт описывался во многих точках, которые располагались как в центральных, так и периферических частях месторождений. Изученные угольные пласты имели мощность от 4 до 30 м. Для выяснения особенностей в исходном материале и химических свойствах светло- и темно-коричневых углей были отобраны образцы из смежных слоев, представленных разноименными по окраске углями одного и того же разреза угольного пласта. Спорово-пыльцевой состав был определен в 20 образцах углей. Технический, элементарный и химический анализы углей сделаны для 100 образцов углей, различающихся по окраске.

1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Темно-коричневые угли в куске матовые, плотные, иногда землистые. Текстура у них массивная; структура однородная. В ряде случаев они содержат включения темноокрашенных лигнитов и фюзенизированные стволы. В микроструктуре углей преобладает гелифицированное вещество коричневых оттенков, представленное микрокомпонентами различ-

ной степени остудневания. Характерно беспорядочное расположение форменных элементов и отсутствие их ориентировки по наслению. По степени сохранности структуры растительных тканей и степени измельчения последних среди темно-коричневых углей выделяются следующие типы: 1) гелинито-телинитовые; 2) гелинито-посттелинитовые; 3) гелинито-преколлинитовые; 4) гелинито-коллинитовые¹.



Фиг. 1. Гелинито-телинитовый темно-коричневый уголь. Бабаевское месторождение (Т₂).

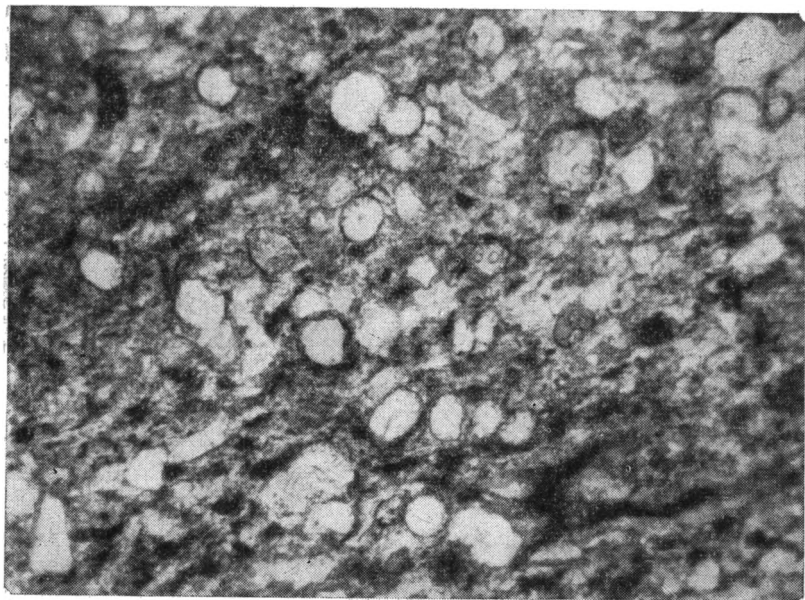
Николи II, увел. 150

Гелинито-телинитовые угли состоят из беспорядочно нагроможденных более или менее крупных обрывков растительных тканей (пробковые, древесинные), имеющих довольно четкие контуры и то более, то менее выраженную клеточную структуру (фиг. 1). Фюзенизированные включения не характерны. Они имеют вид осколков клеток или обрывков тканей со структурой типичного фюзена и с тонкостенными черными клетками. Пыльцы, как правило, в углях этого типа мало. Иногда присутствуют смоляные тела в небольшом количестве и кутикула. Склероции единичны. Минеральная примесь незначительна.

Гелинито-посттелинитовые угли в отличие от предыдущего типа характеризуются более сильным раздроблением растительного материала в процессе биохимического разложения. Поэтому обрывки геифицированных тканей в этом типе мельче, они более остуднели и редко имеют четкую клеточную структуру. Количество стойких форменных элементов примерно такое же, как и в предыдущем типе.

¹ Мы вполне согласны с А. П. Блудоровым (1956), что клареновые, дюреновые и переходные типы углей не могут быть выделены среди мягких бурых углей вследствие особенностей их микроскопического строения. Однако термин «детрит», которым А. П. Блудоров обозначает различные типы углей с добавлением крупный, мелкий и т. д., неудачен. Обычно под детритом понимают механически раздробленный органический материал, в то время как в угле мы имеем дело главным образом с измельченными под влиянием биохимического разложения растительными остатками. Выделенные нами первые три типа угля соответствуют детриту грубому, детриту и детриту тонкому по А. П. Блудорову.

Гелинито-преколлинитовые угли характеризуются еще большим остудневанием и измельчением растительного материала, благодаря чему телефицированное вещество оказывается состоящим из сочетания мелких комочков с расплывшимися контурами, местами сливающимися между собой. Уголь характеризуется несколько повышенным содержанием стойких форменных элементов, по сравнению с описанными выше типами.



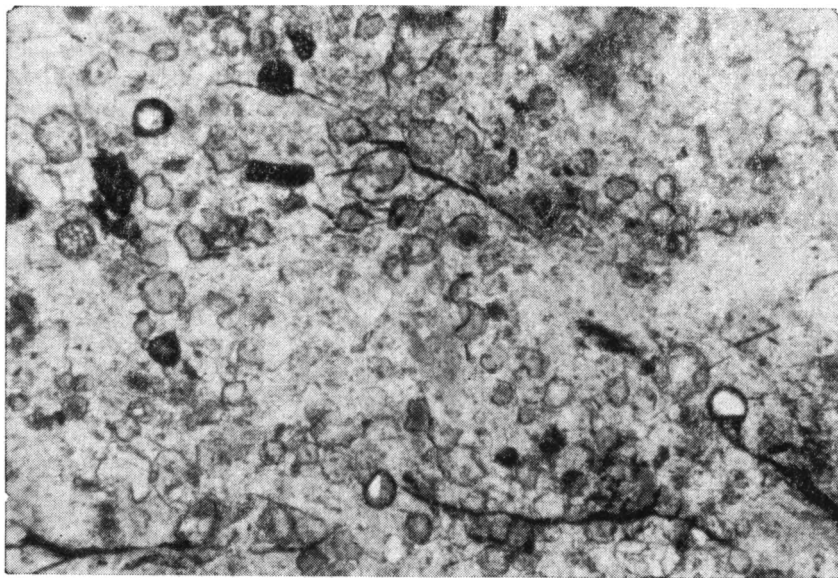
Фиг. 2. Гелинито-коллинитовый темно-коричневый уголь, обогащенный смоляными тельцами. Бабаевское месторождение (T₂).

Николи II, увел. 150

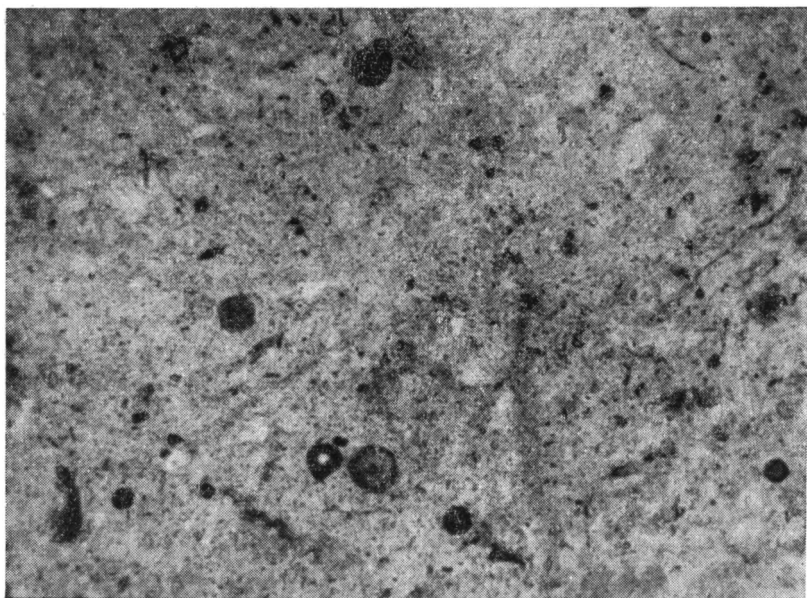
Геллинито-коллинитовые угли сложены однородным телефицированным веществом — коллинитом, образовавшимся в результате сильного разложения растительного материала в процессе телефикации. В отличие от двух первых типов в них обычно больше стойких форменных элементов, таких как споры, пыльца, смоляные тельца, склероции грибов (фиг. 2); но имеются также угли, в которых стойких форменных элементов мало. Фюзенизированные микрокомпоненты в угле единичны, минеральная примесь незначительна.

Преобладающими среди темно-коричневых углей являются первые три типа. Четвертый — гелинито-коллинитовый — менее распространен. Темно-коричневыми углями в пласте слагаются слои мощностью от 20 см до 1 м, реже более. В Бабаевском месторождении, например, количество темно-коричневых углей увеличивается от периферии торфяника к центру.

Светло-коричневые угли (фиг. 3, 4) в куске матовые, плотные, иногда с сероватым оттенком. Землистые разности среди них не обнаружены. Текстура углей массивная, структура однородная. Интересно, что встречающиеся включения лигнитов в светло-коричневом угле обычно имеют коричневую и темно-коричневую окраску, лишь изредка попадаются светлые лигниты.



Фиг. 3. Гелинито-коллинитовый светло-коричневый уголь, обогащенный смоляными тельцами. Бабаевское месторождение (T_2).
Николи II, увел. 150



Фиг. 4. Гелинито-коллинитовый светло-коричневый уголь без смоляных телец. Бабаевское месторождение (T_2).
Николи II, увел. 150

В микроструктуре угля обычно преобладает бесструктурное гелефицированное вещество — коллинит. Цвет его желто-оранжевый или оранжевый, иногда с грязноватым или зеленоватым оттенком. Местами в нем обнаруживается то большее, то меньшее количество хлопьев или прожилок с неясными, расплывшимися контурами коричневого гелефицированного вещества.

В коллинитовое вещество включены смоляные тельца, редкие обломки фюзена с тонкими клетками, склерозии грибов, иногда значительная примесь кутикулы, пыльца и споры. Существенно, что смоляные тельца иногда единичны или отсутствуют совсем (Александрийское месторождение); в ряде случаев уголь значительно обогащен смоляными тельцами (некоторые слои угля в разрезе пласта Бабаевского месторождения) и приближается по вещественному составу к смоляному липтобиолиту. Гелефицированных тканей в угле мало. Они резко выделяются; благодаря своей коричневой и темно-коричневой окраске среди желто-оранжевого преобладающего вещества угля. В угле много минеральных частичек, представленных зернами кварца и глиной.

Включения темно- и светло-коричневых лигнитов в угле под микроскопом выглядят по-разному. Светло-коричневые лигниты имеют вид продуктов мацерации. Они характеризуются очень тонкими клеточными стенками желтого цвета (Боголюбова, 1959). Вещество стенок клеток анизотропно, с высоким двупреломлением. В этих лигнитах продукты гелефикации растительной ткани отсутствуют. В темно-коричневых лигнитах стенки клеток утолщены, полости их местами заплыли вследствие гелефикации. Вещество клеток изотропно, лишь местами наблюдались анизотропные участки.

Описанный светло-коричневый уголь представлен только гелинито-коллинитовым типом. В пластах он образует слои мощностью 0,10—0,20 м, редко 1 м. Светло-коричневые угли на площади и по разрезу пласта переходят в сероватые разности, отличающиеся высоким содержанием минеральной примеси, а также в углистые глины коричневатосероватого цвета. По Бабаевскому месторождению отмечается увеличение светло-коричневых углей к периферической части торфяника.

Таблица 1
Сравнительная петрографическая характеристика темно- и светло-коричневых углей

Петрографические признаки	Темно-коричневые	Светло-коричневые
Характер строения гелифицированного вещества	Чаще телинитовое *	Всегда коллинитовое
Цвет гелифицированного вещества	Коричневый и темно-коричневый	Желто-оранжевый и оранжевый
Содержание гелифицированного вещества	Высокое (> 80%)	Высокое (> 80%)
Насыщенность форменными элементами	Много	Обычно мало, иногда значительно
Состав форменных элементов	В основном измененные при гелефикации лигнитно-целлюлозные ткани	В основном смоляные тела, но иногда они единичны, склерозии грибов, пыльца
Минеральная примесь	Незначительна	Значительна
Типы углей	Гелинито-телинитовые, гелинито-посттелинитовые, гелинито-преколлинитовые, гелинито-коллинитовые	Только гелито-коллинитовые

* Телинитовое гелифицированное вещество объединяет крупные и мелкие обрывки остудневших, но сохранивших свою форму и структуру растительных тканей.

Результаты спорово-пыльцевого анализа светло- и темно-коричневых мягких бурых углей из разных месторождений

[illegible]

Сравнение петрографических характеристик темно- и светло-коричневых углей показывает (табл. 1), что и те и другие при почти одинаковом содержании телефицированного вещества различаются его цветом и строением, насыщенностью и составом форменных элементов, содержанием минеральных примесей и типами углей, которыми представлены темно-коричневые и светло-коричневые угли.

2. СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ СОСТАВ

Для выяснения исходного материала, послужившего образованию описываемых углей, было проведено изучение состава спор и пыльцы, выделенных из них². Результаты исследования сведены в табл. 2.

По данным С. Н. Наумовой, спорово-пыльцевой состав различно окрашенных мягких бурых углей Бабаевского месторождения очень сходен. Как в светло-, так и в темно-коричневых углях преобладает пыльца каштана с незначительной примесью пыльцы других широколиственных растений: *Pterocarya*, *Myrtaceae* и др.; пыльца вересковых единична. В значительном количестве присутствует пыльца хвойных типа *Pinus*, *Picea*.

Спорово-пыльцевой состав светло- и темно-коричневых углей из Александрийского месторождения как в видовом, так и в количественном соотношении также одинаков. И в том и другом угле преобладает пыльца покрытосеменных растений — *Gastaneae*, *Corylus*, *Rhus* и вересковых — *Ericaceae*. Пыльцы хвойных встречается мало. Отмечаются единичные споры сфагнома. Комплексы спор и пыльцы светло- и темно-коричневых углей из месторождений Дальнего Востока имеют большое сходство. В обоих разновидностях преобладает пыльца покрытосеменных и хвойных с небольшим участием спор папоротникообразных. Среди покрытосеменных растений преобладают листопадные формы — *Betula*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Carya* и др. Обнаружено довольно много пыльцы вересковых — *Ericaceae* и спор сфагновых мхов.

Если принять, что спорово-пыльцевой состав в той или иной степени отражает исходный материал углей, то последний, исходя из данных анализа, не является причиной образований отличающихся цветом углей. Встречается одинаковый состав спор и пыльцы в разных по цвету углях в пласте одного месторождения и различный в одноименных по окраске углях, но в пластах различных месторождений.

В дополнение к спорово-пыльцевому анализу для определения исходного материала углей мы исследовали сохранившиеся обломки стволов и обрывки тканей, которые обнаруживаются в прозрачных шлифах светло- и темно-коричневых углей. Оказалось, что растительные остатки, которые возможно было определить в углях Бабаевского месторождения, принадлежат в основном древесине хвойных растений. На значительное участие хвойных растений в исходном материале бабаевских углей также указывает обогащение темно- и особенно светло-коричневых углей включениями смоляных телец.

Определимые растительные остатки в шлифах углей Александрийского месторождения обнаруживаются редко. Среди них отмечается в основном древесина лиственных растений. Почти полное отсутствие смоляных телец в шлифах Александрийских углей указывает, что в их образовании хвойные растения существенной роли не играли. Какой-либо приуроченности одних видов растений, определенных в шлифе, к светло-коричневым углям, других к темно-коричневым не обнаружено.

² Спорово-пыльцевой комплекс изучался в спорово-пыльцевой лаборатории ИГН АН СССР под руководством С. Н. Наумовой.

Таблица 3

Данные технического и химического исследований светло- и темно-коричневых углей

Цвет угля	Месторождение	Технический анализ, %					Элементарный анализ, %			Содержание гуминовых кислот, %	Свойства гуминовых кислот	
		W _a	A _c	S _{об}	V _r	Q _{бa}	C°	H°	N+O°		порог коагуляции, мг/экв на 1 г раствора	оптическая плотность в фиолетовой части спектра
Светло-коричневый	Башкирия	6,5	18,4	1,5	65,6	5498	71,0	7,1	22,8	61,2	23	0,34
	»	3,8—7,8 9,2	12,8—21,7 8,5	1,3—2,0 1,9	63,3—74,9 64,1	4737—6472 5224	68,9—73,1 68,34	6,9—8,0 6,4	18,9—25,3 25,2	60,3—64,7 72,8	20—24 18	0,81—0,83 1,11
Светло-коричневый	Днепро-ский бассейн	6,8—13,8 8,3	5,8—10,5 6,1	1,5—2,3 3,0	62,2—66,5 59,3	4659—5909	62,2—71,1 69,8	5,0—7,0 6,95	22,3—32,7 23,3	70,6—76,1 58,3	16—18	1,02—1,20
	»	7,8—8,9 11,9	5,6—6,2 3,7	1,9—4,1 3,6	56,4—62,3 43,8	—	68,6—70,9 67,7	6,8—7,0 5,7	22,0—24,7 26,4	55,2—60,2 80,2	—	—
Темно-коричневый	»	9—14,9	3,5—4,9	3,3—4,0	40,8—54,0	—	65,3—69,3	4,9—5,9	24,6—28,3	75,9—84,1	—	—

Из данных спорово-пыльцевого состава углей, а также результатов исследования сохранившихся растительных остатков можно сделать вывод о том, что любой исходный материал может быть превращен и в светло- и в темно-коричневые угли. С этой точки зрения исследования Томсона и М. Тейхмюллер представляют большой интерес. Как было сказано выше, по их представлению, светло-коричневые угли в отличие от темных возникли из растений семейства камышевых, а между тем камышевые в изученных нами углях не обнаружены совсем. Очевидно, это является спецификой углей Главного пласта Нижнерейнского бурогоугольного бассейна.

3. ТЕХНИЧЕСКАЯ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Техническая и химическая характеристики светло- и темно-коричневых углей сведены в табл. 3³.

Из табл. 3 видно, что светло-коричневые угли в отличие от темно-коричневых как из месторождений Башкирии, так и Днепровского бассейна характеризуются меньшим содержанием влаги, более зольны и менее сернисты. У них больше выход летучих веществ и выше теплотворная способность. В элементарном составе светло-коричневых углей в отличие от темно-коричневых отмечается больше углерода, водорода

³ Анализы проведены в химической лаборатории Геологического института под руководством Э. С. Залманзон и в химической лаборатории треста «Артем-углегеология» под руководством Н. Ф. Оленева.

и меньше кислорода. В светло-коричневых углях содержится значительно меньше гуминовых кислот. Гуминовые кислоты обоих видов углей не одинаковы по свойствам, что проявляется в величине порога коагуляции гуминовых кислот в их оптической плотности. Следует отметить, что исчерпывающе извлекаются гуминовые кислоты из темно-коричневых углей после 10 и более экстракций; из светло-коричневых при 4 и менее. Таким образом, светло- и темно-коричневые угли достаточно четко различаются по всем показателям технического, элементарного и химического анализов.

4. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ПРИЧИНАХ, ОБУСЛОВИВШИХ РАЗЛИЧИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И СВОЙСТВ СВЕТЛО- И ТЕМНО-КОРИЧНЕВЫХ УГЛЕЙ

Как было показано выше, исходный материал светло- и темно-коричневых углей не отражает особенностей их петрографического состава, так как выяснилось, что из любых высших растений могут образовываться и те и другие угли. Следовательно, причина различия заключается в условиях их образования. Этот вывод, как видно из вышеизложенного, согласуется с представлениями Велка (Wölk, 1935) и Кильпера (Kilpper, 1960) по этому вопросу.

Рассмотрим условия образования светло- и темно-коричневых углей. Значительное развитие гелефицированного вещества в обеих разновидностях углей, отличающихся цветом, свидетельствует об образовании их в условиях обводненного болота. Однако большее обогащение вещества светло-коричневых углей минеральной примесью (что хорошо видно в шлифе и по показателю зольности), а также наблюдаемые переходы светло-коричневых углей в сероватые сильно зольные угли, а затем и в углистые аргиллиты, более частая их встречаемость в периферических частях торфяника свидетельствуют об образовании этих углей в условиях более или менее сильно проточного болота. Окислительная среда вследствие проточности болота обусловила в ряде случаев накопление стойких форменных элементов — смоляных тел, пыльцы, склеротий грибов и т. п. Очевидно, проточностью болота обусловлено частичное разбавление и вымывание гуминовых кислот из слоев залежи с сильно разложенным растительным материалом, а в связи с этим и снижение интенсивности окраски гелефицированного вещества, слагающего светло-коричневые разновидности угля. На это указывает меньшее содержание гуминовых кислот с более низким показателем оптической плотности в этих углях по сравнению с темноокрашенными углями. Нахождение темноокрашенных лигнитов в светло-коричневом угле, очевидно, свидетельствует о том, что недостаточное разложение растительного вещества препятствует удалению из них гуминовых веществ. Поэтому эти лигниты содержат больше гуминовых кислот (80%) по сравнению с окружающим их светло-коричневым углем, в котором гуминовых кислот значительно меньше (60,3%).

Темно-коричневые угли в отличие от светло-коричневых возникли в застойном болоте. Поэтому в них мало минеральной примеси, что проявляется в сравнительно низкой зольности угля.

Преобладающее слабое разложение исходного материала в темно-коричневых углях и условия застойного болота обеспечили полное сохранение гуминовых кислот, имеющих сравнительно повышенную оптическую плотность, а вместе с этим и сохранение темно-коричневой окраски угля.

Таким образом, возникновение светло- и темно-коричневых углей

с их особенностями в петрографическом составе и свойствах обязано не различиям в исходном материале, а различиям в условиях его превращения. Светло-коричневые угли относятся к фации проточного обводненного торфяного болота, а темно-коричневые — к фации застойного обводненного торфяного болота. Сходной точки зрения на происхождение указанных типов углей придерживается и М. Э. Вальц. Его образцы углей Днепровского бассейна детально были изучены еще в 1939 г.

Следовательно, признак окраски мягкого бурого угля нужно рассматривать как классификационный, указывающий на определенные условия образования угля. В связи с этим при построении классификации мягких бурых углей светло-коричневые гелинито-коллинитовые угли по этому признаку следует выделять в самостоятельный тип, соответствующий определенной фации торфонакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Блудоров А. П., Кирсанов У. Г. и др. Третичные угленосные отложения центральных и южных районов Башкирии. Тр. Геолог. ин-та Казанск. фил. АН СССР, вып. 3, 1956.
- Боголюбова Л. И. О петрогенетических и химических особенностях некоторых типов вещества бурых углей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1959.
- Кирюков В. В. Петрографическая характеристика третичных бурых углей Бабаевского и других месторождений юго-западного Приуралья. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 33, вып. 2, 1958.
- Ржанникова Л. Н. Петрография углей и спорово-пыльцевой состав третичной континентальной толщи Жиланчикского бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, вып. 1 (№ 1), 1956.
- Klipper K., Pflanzenführung, Fazies und Bildungsverhältnisse im «Hauptflöz der Ville» eine kutikularanalytische Untersuchung in den Tadebauen Neurath und Frimmerdorf-süd des rheinischen Braunkohlenreviers. Neues Jahrb. Geol. and Paläontol. Abhandl., Bd. 109, № 2, 1960.
- Teichmüller M. Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptfözes der niederrheinischen Braunkohl. Die Niederrheinische Braunkohlenformation, Bd. 1—2, 1958.
- Thomson P. W. Die Sukzession der Pflanzenvereine und Moortypen im Hauptfözes der rheinischen Braunkohle mit einer Übersicht über die Vegetationsentwicklung im Tertiär Mitteleuropas. Berichtgeobotanisches Forschungsinstitut Rübél, 1951.
- Wölk E. Mächtigkeit, Gliederung und Entstehung des Niederreinhischen Hauptbraunkohlenflözes. Ber. Versamml. niederrhein. geol. Vereinigung, Bd. 28, Bonn, 1935.
- Wölk E. Die Entstehung des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes. Braunkohle, 1936.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
28.V.1963

УДК 552.574.123,

СОСТАВ ЗОЛЫ КЛАРЕНОВЫХ УГЛЕЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ

В. Н. НЕСТЕРОВ

Излагаются результаты исследований клареновых углей различных месторождений СССР. Устанавливается, что химический состав золы может быть использован для восстановления первично-генетических условий угольных накоплений.

Минеральная часть угля, т. е. его зола, состоит из внешней, приносной, золы и конституционной золы растений-углеобразователей.

Внешняя зола преобладает в углях (Боголюбова, 1949; Лушихин, 1961). Она представлена как аллотигенными минералами, т. е. принесенными в торфяник в виде готовых минеральных зерен, например кварца, полевых шпатов и др., так и аутигенными, которые формируются непосредственно в торфяной залежи из растворенных в болотной воде химических соединений.

Очевидно, аллотигенные минералы не отражают химизма среды. Аутигенные же минеральные примеси, будучи синтезированы в торфянике, являются продуктами той физико-географической обстановки, в которой данные минералы, по мнению Л. В. Пустовалова (1933), образовались и могли сохраниться в осадочной породе только при определенных геохимических условиях, обеспечивающих устойчивость этих минералов.

Л. И. Боголюбовой (1949) показано, что в блестящих клареновых углях ерунаковской свиты Кузбасса ясно преобладают аутигенные минеральные примеси; в матовых и полуматовых дюреновых и кларено-дюреновых углях, наоборот, больше распространены аллотигенные минералы.

Таким образом, химический состав золы клареновых углей, зависящий в основном от качества аутигенных минералов, можно, по-видимому, рассматривать как индикатор геохимической обстановки. Этот вопрос и рассматривается в данной статье.

На особенности состава золы торфов и углей обращали внимание многие исследователи. Г. Л. Стадников (1932) считал, что в известной мере ход процессов разложения растительных остатков в торфянике зависит от состава зольной части торфа. О влиянии минеральных веществ на свойства низинного и верхового торфов сообщает Н. Г. Титов (1933, 1950). К. К. Лебедев (1959) подчеркивает важность не столько количественной, сколько качественной стороны минеральной части торфа, оказывающей влияние на его элементарный состав.

На неодинаковый состав золы как на своеобразное свойство донецких углей разной степени восстановленности обратили внимание Н. П. Ярош (1941) и Л. И. Боголюбова (1956). М. Ю. Григорьевым и Г. И. Подбельским (1956) также установлено, что кузнецкие угли различных свит отличаются друг от друга составом золы. Так, в золе

углей ерунаковской свиты содержание кремнезема и глинозема значительно ниже, чем в золе углей балахонской свиты.

Все упомянутые работы, однако, не рассматривают вопроса связи состава золы углей и геохимических условий угленакпления. Они не подчеркивают, что геохимия среды отражается не только на изменении и перераспределении неорганических составляющих торфа, а следовательно и угля, но и предопределяет, по-видимому, направление внутренних химических превращений исходного органического вещества.

Эту связь не вскрывают и детальные исследования по минеральным примесям углей Н. М. Крыловой (1954) и Г. М. Лущикина (1961), хотя в этих работах намечается определенная генетическая зависимость аутигенных минералов от фациальных условий угленакпления.

Между тем еще Г. Потонье (1934) писал, что «... вода в торфяниках не так постоянна, как это обычно считается. С течением времени здесь происходит медленное и постоянное выщелачивание, т. е. потеря неорганическо-минеральных составных частей». По-видимому, наряду с выщелачиванием в торфяной залежи происходит и концентрация слабо растворимых соединений, что фиксируется различным составом золы углей.

Некоторые авторы допускают, что состав золы углей обусловлен неорганическими компонентами самих углеобразующих растений. Высокое содержание в золе угля окиси алюминия вызвано повышенным количеством этого элемента в некоторых палеозойских болотных растениях; близкие к ним современные хвощи характеризуются высоким содержанием алюминия. На этом основании Р. Лессинг (Lessing, 1945) делает вывод, что зола витрена и кларена главным образом конституционная, а дюрена и фюзена — приносная. Автор при этом подчеркивает, что в золе кларена глинозем преобладает над кремнеземом.

Однако в клареновых углях многих угольных бассейнов СССР наблюдается преобладание кремнезема над глиноземом. Это свидетельствует о том, что формирование золы углей чрезвычайно сложный процесс, в основе которого лежит способность тех или других химических соединений к миграции и концентрации, т. е. геохимическая подвижность элементов под влиянием среды.

Действительно на плоских, недренированных равнинах, где происходило заболачивание, могли создаваться и создавались исключительно благоприятные условия для интенсивного химического выветривания, главной чертой которого является растворение и вынос одних составляющих минеральных веществ и концентрация других (Перельман, 1961). Процесс распада минералов ускорялся под влиянием гумусовых кислот болотных вод и уголекислоты (Страхов, 1962). Хотя механизм разрушения минералов пока недостаточно ясен, однако можно предположить, что вначале идет распад на кислые и основные окислы.

Вероятно, по такой же схеме происходит разложение глинистых минералов под воздействием органического вещества. По мнению Е. П. Левандо (1962), решающим моментом распада является нарушение связей между кремнеземом и глиноземом с выщелачиванием последнего в форме свободного гидрата окиси алюминия. Особенно интенсивно глинистые минералы разрушаются, по данным Э. А. Корнблум и В. А. Зимовец (1961), при $pH < 5$, что как раз связано с лучшей растворимостью Al_2O_3 при этих условиях.

В то же время самым типичным минералом угольных фаций считается каолинит (Крылова, 1954). В. П. Петров (1948) отмечает, что образование аутигенных каолиновых глин свойственно водоемам, богатым органическим веществом, которое стимулирует кислую среду.

Петрографический состав изученных клареновых углей, %

№ проб ВУХИНа	№ проб автора	Паспорт пробы	Степень метаморфизма по ВУХИН	Петрографический состав, %				Технич. анализ, %		
				Vt	L	Svt+F	ml	Ac	VГ	S _{общ}
601141	1 ^a	Блестящий неясно-полосчатый уголь, пласт П. Н. Метелкино, Иркутский бассейн	Гм	91	6	1	2	1,1	48,6	—
613446	2 ^a	Полублестящий неясно-полосчатый уголь, пласт 30, шх. № 2 Байдаевская — Северная, Кузнецкий бассейн	Гв—Гс	83	3	11	3	2,5	41,3	0,24
60931	2 ^b	Полублестящий тонко-полосчатый уголь, пласт д7, Самарское месторождение, Карагандинский бассейн	Гв	80	8	9	3	5,2	42,9	1,89
625058	3 ^a	Полублестящий полосчатый уголь, пласт К18, № 38, Промучасток, Карагандинский бассейн	Жм—Жс	79	8	10	3	2,8	33,0	0,47
615050	3 ^b	Полублестящий неясно-полосчатый уголь, пласт д7, шх. № 13 ч. н., Караджаро-Шаханский участок, Карагандинский бассейн	Жм—Жс	77	7	14	2	3,9	33,4	0,66
60924	4 ^a	Полублестящий линзовидно-полосчатый уголь, пласт К3, разв. шх. № 1, Самарское месторождение, Карагандинский бассейн	Жс	76	4	15	5	7,5	30,3	0,60
60922	4 ^b	Полублестящий полосчатый уголь, пласт д4, шх. № 2 ч. н., Долинский участок, Карагандинский бассейн	Жс	76	9	13	2	3,9	32,3	0,86
60927	4 ^b	Полублестящий тонко-полосчатый уголь, пласт д4, шх. № 2 ч. н., Долинский участок, Карагандинский бассейн	Жс	82	2	12	4	5,1	30,5	1,13
616020	4 ^г	Полублестящий линзовидно-полосчатый уголь, пласт К12-н/слой, шх. № 23, Промучасток, Карагандинский бассейн	Жс	80	4	14	2	3,5	27,9	0,72
612714	4 ^д	Полублестящий тонко-полосчатый уголь, пласт д9, шх. № 1/2 Тентекская Вертикаль., Тентекский р-н, Карагандинский бассейн	Жс—Жв	83	5	10	2	3,7	30,2	0,65
616014	5 ^a	Полублестящий полосчатый уголь, пласт д6, шх. № 1/2 Тентекская Наклонная, Тентекский р-н, Карагандинский бассейн	Жв	77	4	16	3	4,9	25,7	0,53
62626	5 ^b	Полублестящий, переходящий к блестящему неясно-полосчатый уголь, пласт д15, штольня № 56, Южно-Якутский бассейн	Жв	91	—	5	4	4,7	32,7	0,34
606934	6 ^a	Полублестящий полосчатый уголь, пласт д5, шх. № 1/2 Тентекская Наклонная, Тентекский р-н, Карагандинский бассейн	Жв—Км	80	1	14	5	6,4	25,7	1,57

Таблица 1 (продолжение)

№ проб ВУХИНА	№ проб автора	Паспорт пробы	Степень метаморфизма по ВУХИН	Петрографический состав				Технич. анализ		
				Vt	L	Svt+F	ml	Ac	Vr	S _{общ}
625053	6 ^б	Полублестящий линзовидно-полосчатый уголь, пласт а5, шх. № 12 осн., Промучасток, Карагандинский бассейн	Жв—Км	74	1	19	6	6,7	22,5	0,55
613584	6 ^в	Полублестящий линзовидно-полосчатый уголь, пласт К13, ш. п. № 29, Центральный участок Чуруб-Нурина р-на, Карагандинский бассейн	Км	71	1	23	5	6,2	23,5	—

Некоторые авторы (Швецов, 1958; Викулова, 1962; Allen, 1945), признавая аутигенную природу каолинита и глинистых минералов вообще, допускают также аллотигенное происхождение некоторой их части. Однако вряд ли это справедливо для болотных отложений, где проявляется сильнейшее влияние органического вещества. Кроме того, по мнению Г. И. Теодоровича (1962), «никто не доказал, что каолиновые глины в отличие от всех прочих не могут быть химическими осадками».

Многими исследователями (Теодорович, 1958; Зхус, 1962; Рухин, 1961; Ронов и др., 1960; Бруевич, 1953) доказано, что глинистые минералы (глины) в зависимости от условий отложения (осаждения) могут быть каолинитовыми, монтмориллонитовыми, бейделлитовыми и т. п. При этом в них существенно изменяется величина отношения $Al_2O_3 : SiO_2$, достигая, например в монтмориллоните, 1 : 6. Из этих же работ следует, что в умеренно кислой и нейтральной средах кремнезем и глинозем малорастворимы и перемещаются в виде коллоидных растворов. В умеренно щелочной среде растворимость SiO_2 значительно возрастает, так как он переходит из коллоидного раствора в истинный. Растворимость Al_2O_3 в этих условиях почти не изменяется. В весьма щелочной среде, в которой растворимость глинозема растет более интенсивно, чем кремнезема, глина обедняется Al_2O_3 и обогащается SiO_2 . Таким образом величина pH контролирует накопление или вынос кремнезема и глинозема.

К аналогичным выводам можно прийти, анализируя немногочисленную литературу по происхождению, миграции и аккумуляции минеральных компонентов в современных торфяниках и болотных почвах. М. Н. Никоновым (1955) для низинных торфяников отмечено повышенное содержание в золе CaO и Fe_2O_3 ; pH этих торфяников выше, чем верховых. В. Н. Ефимов (1961) указывает, что верховые торфяники с меньшим значением pH отличаются и меньшим выносом SiO_2 . В низинных торфяниках миграция кремнезема, как правило, интенсивнее.

Наши исследования являются первой попыткой выявить конкретные геохимические условия, в которых протекало превращение исходного растительного материала углей на ранней стадии угленакопления.

В исследованных штучных пробах клареновых углей различных месторождений СССР содержание витринизованного вещества колеблется в пределах 71—91%. По признаку равного метаморфизма (одинаковый цвет витринита в аншлифах под микроскопом) они объедине-

Таблица 2

Физико-химические особенности клареновых углей и состав золы

№ проб ВУХИНа	№ проб автора	Элементарный состав, %						Параметры спекаемости, мм		Состав золы кларенового угля, %					Состав вигринита, %	
		C°	H°	N°	O ⁰ _{разн}	O ⁰ _{пр}	S°	толщина пластичного слоя	индекс вспучивания	CaO	MgO	F ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	фрагментарная разнородность (телинит)	цементгирующая разнородность (коллинит)
601141	1 ^a	—	—	—	—	—	—	—	150 ²³⁴	6,0	0,4	14,0	35,6	36,9	65	35
613446	2 ^a	82,74	5,94	3,22	7,86	7,55	0,26	18	127 ²³⁴	11,4	4,0	12,6	26,2	24,2	63	37
60931	2 ^b	83,81	5,85	2,14	7,30	6,82	0,90	20	99	21,5	1,0	30,2	11,7	15,5	62	38
625058	3 ^a	86,49	5,46	1,94	5,63	5,05	0,48	20	117	4,6	1,0	1,7	29,6	50,2	30	70
625050	3 ^b	86,22	5,51	2,03	5,54	5,57	0,70	23	137	2,1	1,3	3,1	35,8	54,9	43	57
60924	4 ^a	87,35	5,35	1,73	4,92	4,62	0,65	23	114	0,9	1,9	7,2	31,0	56,0	32	68
60922	4 ^b	88,08	5,57	1,97	3,68	3,61	0,70	33	160	39,0	2,4	6,5	17,0	21,8	78	22
60927	4 ^b	87,55	5,47	2,17	3,92	3,49	0,89	36	144	9,0	1,9	11,7	27,1	42,9	63	37
616020	4 ^г	87,68	5,22	1,66	4,71	4,55	0,75	18	101	3,9	1,5	4,1	33,3	52,6	31	69
612714	4 ^д	87,93	5,44	2,23	3,74	3,72	0,68	38	144	6,3	1,9	5,2	37,4	45,8	80	20
616014	5 ^a	88,55	5,29	2,18	3,43	3,36	0,55	25	101	1,9	1,1	4,0	38,7	51,4	25	75
62626	5 ^b	89,22	5,58	1,58	3,26	3,37	0,35	42	156	12,0	5,0	13,0	24,0	33,0	75	25
607934	6 ^a	88,92	5,31	2,26	2,32	2,08	1,19	28	134	10,0	0,6	8,1	31,1	47,4	68	32
625053	6 ^b	89,24	4,99	1,95	3,23	2,70	0,59	17	53	0,3	1,4	1,7	36,2	57,0	40	60
613584	6 ^b	—	—	—	—	—	—	19	82	1,4	2,6	8,0	30,0	55,0	27	73

ны в группы. Из табл. 1 и 2 нетрудно заметить, что намечается зависимость между величиной пластического слоя изометаморфных углей и химическим составом их зольной части. Клареновые угли, содержащие в золе менее 50% кремнезема, обладают более высокой спекаемостью. Наоборот, если в зольном остатке количество SiO_2 превышает 50%, спекаемость этого угля понижена. Обращает на себя внимание и тот факт, что клареновые угли с высоким содержанием в золе кремнезема также характеризуются преобладанием цементирующей разновидности витренизированного вещества.

Та же тенденция проявляется и в другом компоненте золы угля — глиноземе. При меньшем его содержании в угле последний отличается большей величиной пластического слоя и индексом вспучивания.

Содержания окислов кальция, магния и железа в углях, как видно из табл. 2, также колеблются, причем в лучше спекающихся углях эти компоненты в составе зольного остатка присутствуют в большем количестве, чем в слабо спекающихся.

Однако не только спекаемость угля тесно связана с соответствующим составом золы. Идентично изменяется элементарный состав органической части угля и выход летучих веществ. Большему выходу летучих, повышенному содержанию водорода и пониженному кислорода в углях с равной степенью метаморфизма отвечает определенный состав их золы, а именно: относительно низкое участие в нем SiO_2 и Al_2O_3 и значительное CaO , MgO и Fe_2O_3 .

Таким образом, компонентный состав золы клареновых углей как бы отражает специфику условий превращения растительных остатков в торфе, благодаря которой формируются угли определенных физико-химических свойств.

Это предположение, кроме данных автора, подтверждают материалы других исследователей. В табл. 3 приведена характеристика различных видов каустобиолитов и состав их неорганической части. Будучи разнородными по генезису, они обнаруживают следующие общие черты: повышенное содержание водорода в органическом веществе и характерный химический состав золы. Возьмем, например, гагат, вещество которого представлено весьма полимеризованным битумом (Орлов, 1934). По микроструктуре он напоминает структурный витрен. В золе гагата содержится мало SiO_2 и Al_2O_3 и очень много Fe_2O_3 .

В составе неорганической части гдовского битуминозного сланца (Стадников, 1935), который содержит 8,49% водорода в органическом веществе, также отмечается мало SiO_2 и Al_2O_3 , но зато содержание CaO составляет 49,1%. Хотя в данном случае исходный органический материал сланца представлен остатками водорослей и планктона, т. е. в основном жировыми компонентами, и не аналогичен по химическому строению и свойствам гумусовым веществам углей, тем не менее характер среды отложения сланца, вероятно, способствовал превращению органики с увеличением в ней содержания водорода.

Бликий состав золы характерен и для тувинского угля, витренизированное вещество которого, согласно А. Б. Травину (Пинус и др., 1951), представлено фрагментами перидермальных и паренхимных тканей растений. Этот уголь содержит 6,25% водорода и имеет значительную величину пластического слоя ($y=28$ мм).

В углях Донбасса (Геолого-углехимическая карта Донбасса, 1954), намечается та же закономерность. Лучший по спекаемости уголь с высоким содержанием водорода (более восстановленный) имеет значительно меньше кремнезема и глинозема в зольном остатке и больше Fe_2O_3 по сравнению с углем пониженной спекаемости (менее восста-

новленным). Показательно то, что витренезированное вещество лучшего по спекаемости угля состоит из фрагментарной разновидности, а угля пониженной спекаемости — из цементирующей.

Следовательно, донецкие угли с разными технологическими свойствами сформировались в существенно неодинаковых первично-генетических условиях. Различие этих условий отразилось как на физико-химических свойствах углей, так и на качестве аутигенных минеральных примесей, т. е. составе золы углей.

В одних случаях можно, по-видимому, предполагать благоприятные условия для концентрации SiO_2 и Al_2O_3 , в других — среда способствовала растворению и выносу фильтрующимися водами этих компонентов. Причем и растворение, и вынос в зависимости от величины рН среды были неодинаковыми.

В болотной воде, кроме кремнезема и глинозема, в растворенном состоянии находятся и другие неорганические вещества, обусловившие происхождение в углях таких аутигенных минералов, как пирит, сидерит, кальцит и др. Каждый из них образуется в строго определенной геохимической обстановке. Так, например, пирит возникает в бескислородной, застойной среде (Krumbein, 1952; Вебер, 1960), а сидерит при той же рН характеризует всегда более окислительные условия седиментации (Мирзоев, 1962).

Кальцит, по нашим представлениям, кристаллизуется из того же маточного раствора, из которого ранее осаждались кремнезем и глинозем. При этом относительно низкое содержание в зольном остатке угля SiO_2 и Al_2O_3 предполагает наличие менее кислых (более щелочных) условий в раннюю стадию углеобразования. Осаждение кальцита связано с дальнейшим увеличением щелочности среды в позднейшее время (при дегидратации торфа). Таким образом, повышенное содержание в золе кларенового угля окиси кальция и относительно низкое SiO_2 и Al_2O_3 с очевидностью свидетельствуют об устойчивых, менее

Таблица 3

Показатели качества некоторых разновидностей каустобиолитов и состав их золы

Паспорт пробы	Технический анализ, %				Толщина пластичного слоя, мм	Элементарный состав, %				Состав золы, %				
	Ac	VГ	C _{общ}	S _{общ}		C°	H°	N°	O°	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Уголь Тувинской республики (данные А. Б. Травина)	—	42,4	—	—	28	86,81	6,25	—	—	29,8	0,6	14,3	14,8	19,9
Гагат (данные Н. А. Орлова)	0,94	55,4	1,34	—	—	—	6,31	—	—	2,1	1,9	60,0	6,7	24,6
Гдовский битуминозный сланец (данные Г. Л. Стадникова)	—	—	—	—	—	—	8,49	—	—	49,1	0,8	8,5	8,8	23,5
Донецкий уголь более восстановленный (пласт Т ₂ , шх. Румянцева)	8,6	29,6	—	—	34	89,91	5,52	2,06	2,51	1,5	0,7	52,6	11,2	33,8
Донецкий уголь менее восстановленный (пласт Т ₁ , шх. Румянцева)	5,6	28,2	—	—	25	89,37	5,07	1,68	4,38	2,8	0,8	17,2	30,2	48,7

кислых (более щелочных) условиях угленакопления. Обращает на себя внимание значительное присутствие в данном случае окиси железа, которая является следом главным образом пиритозых и в меньшей степени сидеритовых образований угля. Это еще раз подтверждает известную сопряженность (Barton, 1957) весьма восстановительной обстановки и щелочной (менее кислой) среды осадконакопления.

* * *

1. Так как зола кларенсовых углей в основном определяется аутигенными минералами, ее химический состав может быть использован при воспроизведении конкретных первично-генетических условий угленакопления.

2. Аутигенные минералы, возникая в торфяной залежи, весьма чувствительны к изменению геохимической обстановки седиментации, благодаря чему они могут значительно трансформироваться.

3. Изменение заключается в том, что отдельные составные части аутигенных минералов (окислы, соли) под воздействием повысившейся (понижившейся) величины рН либо растворяются и мигрируют, либо осаждаются и концентрируются в обводненном осадке (торфе).

4. Поэтому относительно низкое участие в составе золы SiO_2 и Al_2O_3 и повышенное содержание в ней окислов Ca, Mg и Fe определенно свидетельствует о менее кислой (более щелочной) среде угленакопления. Если в составе золы кларенового угля отмечается высокое содержание SiO_2 и Al_2O_3 и пониженное CaO, MgO и Fe_2O_3 , то в этом случае среда угленакопления (а следовательно, и превращения органических остатков торфа) была более кислой.

5. Клареновые угли, образовавшиеся в более кислых условиях, всегда характеризуются пониженной спекаемостью и большим содержанием кислорода в органической массе угля. Напротив, если среда угленакопления и превращения исходного растительного материала была менее кислой, то, как правило, уголь обладает лучшими показателями спекаемости и содержит в органическом веществе меньше кислорода.

6. Установление существенно неодинаковых условий превращения исходного материала клареновых углей с разными технологическими свойствами на основании химического состава их золы позволяет более правильно и обоснованно производить фациальное изучение угольных пластов и вмещающей их толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И. Минеральные примеси в углях ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.
- Боголюбова Л. И. Генетические типы углей среднего карбона Донбасса. Тр. Лабор. геол. угля, вып. VI, 1956.
- Бруевич Г. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Вебер В. В. Генезис нефти по данным четвертичного битумообразования. Гостоптехиздат, 1960.
- Виколова М. Ф. О влиянии пищеварения морских организмов на изменение глинистых минералов. Тр. V и VI сессий Всес. палеонтол. о-ва, Госгеолтехиздат, 1962.
- Геолого-углегеохимическая карта Донецкого бассейна, вып. 8. Дон УГИ. Углетехиздат, 1954.
- Григорьев М. Ю., Подбельский Г. Н. Об использовании углей Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, ОТН, № 10, 1956.
- Ефимов В. Н. Формы аккумуляции и миграции веществ в болотных почвах. Почвоведение, № 6, 1961.

- Эхус И. Д. Некоторые данные о связи глинистых минералов с битумообразованием. Геохимия каустобиолитов и их месторождений. Изд. АН СССР, 1962.
- Корнблум Э. А., Зимовец В. А. Происхождение почв Приамурья с белесым горизонтом. Почвоведение, № 6, 1961.
- Крылова Н. М. Петрографическая характеристика угольных пластов карагандинской свиты. Тр. Лабор. геол. угля, вып. II, 1954.
- Лебедев К. К. Взаимосвязь лигнина и гуминовых кислот в низинных торфах. Генезис твердых горючих ископаемых. Изд. АН СССР, 1959.
- Левандо Е. П. К вопросу о роли растительности при процессах бокситообразования (на примере Тихвинских месторождений бокситов). Тр. V и VI сессий Всес. палеонтол. о-ва, Госгеолтехиздат, 1962.
- Лушхин Г. М. Минеральные примеси в углях бассейна реки Нижней Тунгуски. Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. Изд. АН СССР, 1961.
- Лушхин Г. М. Вулканический пепел в углях Карагандинского бассейна. Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. Изд. АН СССР, 1961.
- Никонов М. Н. Происхождение и состав золы торфов лесной зоны. Тр. Ин-та леса АН СССР, т. XXVI, 1955.
- Орлов Н. А., Горская А. И. Химическая природа гагата. Химия тверд. топлива, т. V, вып. 5, 1934.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГи АН СССР, вып. 95, петрогр. сер., № 29, 1948.
- Пинус Г. В., Травин А. Б., Вехов В. А. К характеристике некоторых юрских углей Тувы. Докл. АН СССР, нов. сер. т. XXVII, № 5, 1951.
- Потонье Г. Происхождение каменного угля и других каустобиолитов. Перевод под ред. А. Н. Криштофовича. ОНТИ—НКТП СССР, 1934.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Проблемы сов. геологии, т. 1, 1933.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле. Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Стадников Г. Л. Химия торфа. Госхимтехиздат, ч. II, 1932.
- Стадников Г. Л. Ископаемые угли, горючие сланцы, асфальтовые породы, асфальты и нефти. ОНТИ—НКТП СССР, 1935.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. 1, 1962.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород, 1958.
- Теодорович Г. И. Новые данные о минералого-геохимических фациях. Минералогия и фации битуминозных свит ряда областей СССР. Изд. АН СССР, 1962.
- Титов Н. Г. Особенности превращения гумуса при образовании бурых и каменных углей. Изд. АН СССР, 1933.
- Титов Н. Г., Сурина Н. Л. Состав вод торфяных болот и влияние его на свойства торфа. Тр. ИГи АН СССР, т. II, 1950.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Ярош Н. П. Геолого-химическая карта Донецкого бассейна, вып. V. Ископаемые угли Донецкого бассейна. Укргостоптехиздат, 1941.
- Allen V. T. Effect of migration of clay minerals and hydrous aluminium on the complexity of clay. J. Amer. Ceram. Soc., v. 28, № 10, 1945.
- Baron P. B. Some limitations of the possible composition of the ore forming fluid. Econ. Geol., v. 52, № 4, 1957.
- Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials. Econ. Geol., v. 60, № 1, 1952.
- Lessing R. The mineral constituents of banded bituminous coal, Fuel. v. 24, № 4, 1945.

ВУХИН
Свердловск

Дата поступления
10.XII.1963

ТУРГАЙСКАЯ БОКСИТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Г. Р. КИРПАЛЬ

В статье рассматриваются вопросы возраста бокситов и этапы бокситонакопления в Тургайском прогибе, выделяются три морфогенетических типа бокситовых месторождений. Освещается геоморфологическая и химическая роль карбонатных пород в образовании месторождений бокситов.

Тургайский прогиб является новой бокситоносной провинцией платформенных месторождений гидротермальных бокситов, расположенной на востоке нашей страны.

Месторождения бокситов Тургайского прогиба, за исключением некоторых участков Амангельдинского района, перекрыты мощным чехлом мезозойско-кайнозойских рыхлых отложений. Это значительно усложняет поисковые и разведочные работы и требует больших затрат.

1. ВОЗРАСТ БОКСИТОНОСНЫХ ОСАДКОВ

До настоящего времени единственным основанием для определения возраста тургайских бокситов являются спорово-пыльцевые спектры, выделяемые из углисто-глинистых прослоев, встречаемых в бокситоносных толщах или из собственно рудных пачек. Очень редко в некоторых рудных телах или около них удавалось обнаружить в кернах скважин остатки удовлетворительно сохранившихся отпечатков листьев и обломки древесины. Изучением бокситоносных толщ Тургайского прогиба занимались многие палинологи и геологи, но они, как правило, приходили к различным точкам зрения в отношении их возраста.

В первые годы изучения месторождений господствовало мнение об одновозрастности всех месторождений бокситов, расположенных на территории Тургайского прогиба и на восточном склоне Урала. Эта точка зрения обосновывалась тем, что месторождения бокситов образуются при таких специфических палеогеографических условиях, которые в геологической истории повторяются очень редко. Поэтому все месторождения бокситов Тургайского прогиба и Восточного Урала относили к одному и тому же возрасту — к апт-альбу. Но в последние годы на основании большого количества нового материала, полученного в результате разведки, эта точка зрения опровергнута и возраст бокситоносных толщ Тургайского прогиба определяется в диапазоне, начиная от верхов нижнего мела (Убаганский и Иргизский районы) и кончая палеоцен-эоценом (Амангельдинский бокситоносный район).

Из бокситоносной толщи Кушмурунского месторождения В. А. Полухиной в 1955 г. впервые были выделены и изучены спорово-пыльцевые комплексы, на основании которых она отнесла бокситоносную свиту этого района к сеноман-сенонскому возрасту. В 1956 г. Н. А. Болховитиной и В. Н. Барбашиновой из горизонта каолиновых пестроокрашенных глин и песчано-глинистых бокситоносных отложений этого района выделены спорово-пыльцевые комплексы сеноманского возраста.

Учитывая, что бокситоносная свита Убаганского района перекрывается морским сантоном, А. Н. Волков в 1958 г. датировал возраст ее от сеномана до коньяка включительно.

Н. С. Евлентьева (1961), детально изучавшая спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из бокситоносных отложений Кушмурунского, Приозерного и Западно-Убаганского месторождений, приходит к выводу о том, что подрудный горизонт бокситоносной свиты этого района относится к нижнему сеноману, собственно бокситорудный — к верхнему сеноману, а надрудный лигнитоносный горизонт она датирует нижним туроном.

Следует отметить, что бокситоносная свита Иргизского бокситоносного района, по данным Е. П. Бойцовой, Н. К. Овечкина, Б. М. Михайлова (1958), относится к альб-сеноману.

Первые указания о нахождении бокситов в Западно-Тургайском бокситоносном районе относятся к 1931 г., когда П. Л. Безруков, занимающийся поисками фосфоритов, обнаружил в долине р. Аят несколько крупных глыб переотложенных каменистых бокситов, залегающих в толще серых углистых и пестроцветных глин.

А. Н. Волков в этом же районе в толще серых и пестроокрашенных бокситоносных глин в 1942 г. обнаружил отпечатки листьев, которые, по его мнению, указывают на сеноманский возраст. Позже из этой толщи В. А. Вахрамеевым, Н. А. Болховитиной и В. Н. Барбашиновой были выделены спорово-пыльцевые комплексы верхнего альба.

Первые месторождения бокситов в этом районе были обнаружены в 1950—1953 гг. (Козыревская группа), их возраст определялся Е. П. Бойцовой как верхнеальбский.

Возраст Краснооктябрьского месторождения, открытого в 1956 г., определялся Е. Д. Заклинской и затем Н. С. Евлентьевой (1961) на основании спорово-пыльцевых спектров, выделенных из образцов пород, отобранных по всему разрезу бокситоносной толщи. Из подрудных пестроокрашенных каолинит-гидрослюдистых глин Н. С. Евлентьевой (1961) выделены спорово-пыльцевые комплексы, состоящие из спор папоротникообразных (53,2%), пыльца голосеменных (26,8%) и покрытосеменных (20,0%), относящиеся к верхнему альбу и нижнему сеноману.

В бокситоносных горизонтах установлена спора папоротниковых (38,4%), голосеменных (6,0%) и пыльца покрытосеменных (55,6%), определяющие туронский возраст Краснооктябрьского месторождения (время отложения аятской свиты).

Возраст бокситоносных осадков Амангельдинского района Е. М. Великовской был определен в 1936 г. как нижнеюрский по аналогии с восточноуральскими и мугоджарскими месторождениями бокситов, которые считались в то время А. Д. Архангельским юрскими.

На основании изучения спорово-пыльцевых спектров Е. Л. Муравховской, Е. Н. Барбашиновой и затем Е. П. Бойцовой бокситоносные осадки Амангельдинского района отнесены к верхнему мелу.

В последующие годы на основании большого количества спорово-пыльцевых комплексов, выделенных из подрудного, рудного и надрудного горизонтов З. К. Жученко, А. Н. Волковым, В. Н. Разумовой, Е. Д. Заклинской (1955), Н. С. Евлентьевой (1961) и другими исследователями, возраст бокситоносной свиты Амангельдинского района определяется как вторая половина палеоцена — низы эоцена.

Е. Д. Заклинской (1955) были выделены спорово-пыльцевые комплексы из углистых глин бокситоносной свиты Нижне-Ашутского месторождения, которые позволили ей отнести рудную толщу этого месторождения к средне-верхнеэоценовому возрасту и параллелизовать с

опоконидной свитой Прииртышья и верхними горизонтами тасаранской свиты Северного Приаралья (средний и верхний эоцен).

Из нижней части бокситоносной свиты Аркалыкского месторождения Н. С. Евлентьевой (1961) были выделены богатые и весьма сходные между собой спорово-пыльцевые комплексы, состоящие из пыльцы папоротникообразных (29,3%), небольшого количества пыльцы голосеменных (5,9%) и покрытосеменных (64,8%). В этих комплексах присутствует больше представителей палеогеновой флоры, чем меловой. Из межрудных углистых глин Верхне-Ашутского месторождения выделены аналогичные спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие отнести бокситоносную свиту этого района ко второй половине палеоцена — низам эоцена. Из углистых глин, залегающих в верхней части бокситоносной свиты Верхне-Ашутского месторождения, получены комплексы, очень сходные с тасаранскими (средний эоцен).

Таким образом, в результате исследований многочисленных спорово-пыльцевых комплексов, а также изучения отпечатков листьев и обломков древесины Л. А. Ларищевым (1956) большинство исследователей относит бокситоносную свиту Амангельдинского района к палеоцен-эоцену и считает ее аналогом тасаранской свиты.

Учитывая вышеизложенное, в настоящее время на основании многочисленных палинологических исследований в Тургайском прогибе с определенной достоверностью можно выделить три стратиграфических бокситоносных горизонта. Эти горизонты отвечают трем этапам бокситонакопления: 1) альб-сеноманскому — убаганский и иргизский горизонты; 2) туронскому — краснооктябрьский горизонт; 3) палеоцен-эоценовому — аркалыкская бокситоносная свита. Их разновозрастность подтверждается и тем, что они залегают на различных абсолютных отметках (Кирпаль, 1962). Наиболее древние убаганский и иргизские бокситоносные горизонты приурочены к наиболее низким абсолютным отметкам (+20—+60 м). Краснооктябрьский горизонт залегает на абсолютных отметках от +120 до +210 м. Наиболее молодой является аркалыкская бокситоносная свита Амангельдинского района. Она приурочена к абсолютным отметкам от +260 до +330 м.

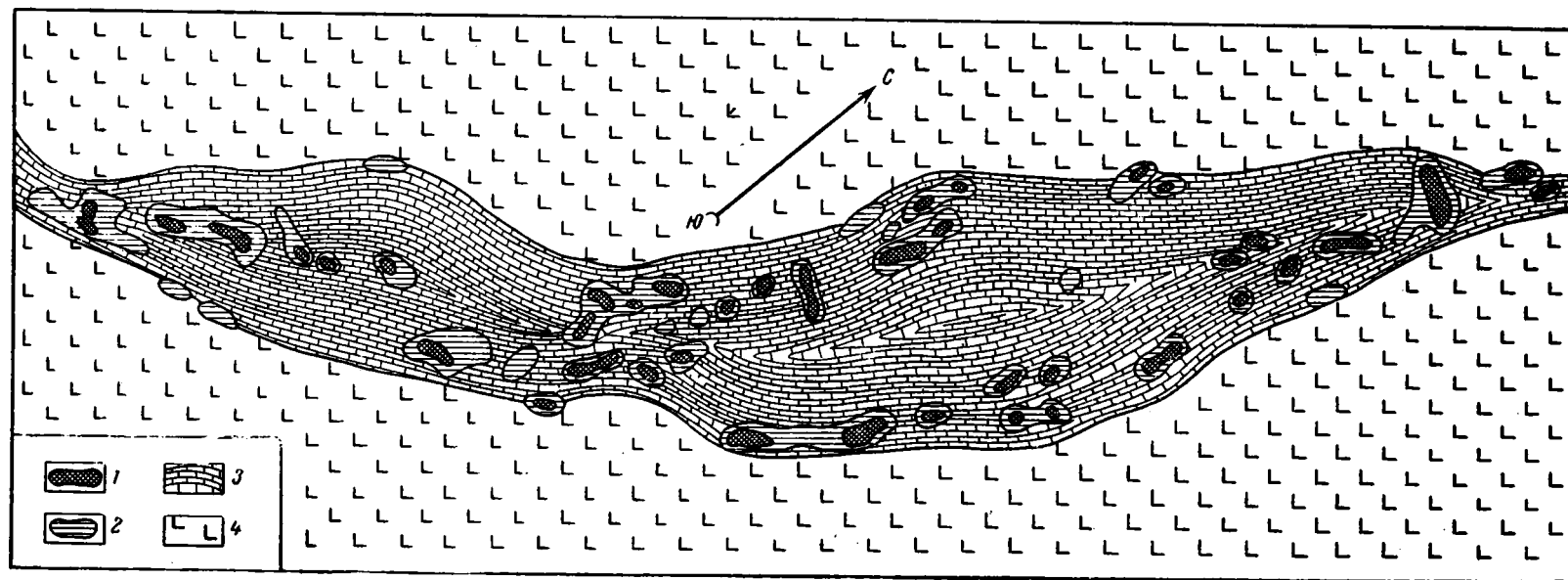
В последние годы в северной части Тургайского прогиба обнаружены маломощные линзы кондиционных бокситов, которые, вероятно, относятся к убаганскому бокситоносному горизонту. Залегают они несколько ниже убаганского горизонта, на абсолютных отметках от —20 до 0 м. Промышленных количеств боксита в них пока не обнаружено.

Таким образом, поскольку континентальные бокситоносные отложения мелового и палеогенового возраста распределены локально почти по всей площади Тургайского прогиба, то поисково-разведочные работы на бокситы проводить также на всей этой площади и прежде всего в интервале абсолютных отметок от +20 до +330 м.

Климатические и палеогеографические условия времени бокситонакопления в Тургайском прогибе, судя по палеоботаническим данным Е. П. Бойцовой, были благоприятны для образования бокситов. В альбское время климат был жирким и умеренно-влажным, в сеномане увеличилась влажность и климат потеплел, а в туроне стал еще более влажным, близким к тропическому, оставаясь таковым в сеноне и палеогене.

2. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

На территории Тургайского прогиба выделяются три основных морфогенетических типа бокситовых месторождений: карстовый, или Ливановский, пластообразный, или Убаганский (Кирпаль, 1962) и

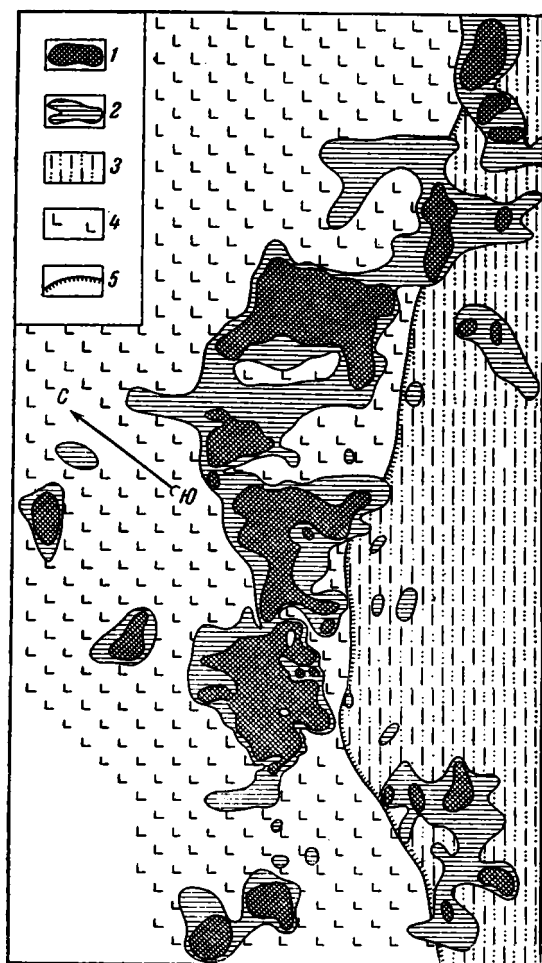


Фиг. 1. Схематическая геолого-литологическая карта палеозойского фундамента Покровского месторождения бокситов (карстовый тип).
 1 — залежи бокситов (Cg_2); 2 — бокситоносные отложения (Cg_{1-2}); 3 — известняки валерьяновской свиты ($C_1v_2 - n$); 4 — андезитовые порфиры и их туфы ($C_1v_2 - n$)

карстово-жотловинный, или Краснооктябрьский (Кирпаль, 1962). Они отражают, с одной стороны, признаки, определяющие промышленную ценность месторождений, с другой — закономерности их размещения и генетические особенности. В зависимости от генетического типа месторождений выбирается та или иная методика проведения поисковых и разведочных работ, густота и конфигурация разведочной и поисковой

сети, расположение поисковых профилей. В основу классификации в данном случае положен главным образом характер дорудного рельефа, определяющий форму, размеры и условия залегания, а в некоторых случаях и качество бокситов или их комплексность — наличие огнеупорных глин и т. п.

Карстовый тип. Бокситы этого типа залегают в карстовых воронках среди карбонатных пород (фиг. 1). Размеры древних водоемов, в которых происходило образование бокситов, определялись, по-видимому, площадью одной или нескольких сближенных карстовых воронок. Между воронками бокситы обычно отсутствуют. В плане контуры бокситоносной свиты и контуры рудных тел, как правило, совпадают. Отличительной особенностью этого типа является наличие на месторождении большого числа (до 50 и более) мелких залежей бокситов, большая их мощность (до 150 м), незначительная площадь, небольшие запасы и сравнительно плохое качество руд. Конфигурация залежей в плане может быть изометричной или вытянутой вдоль структуры фундамента. В разрезе наблюдается частое переслаивание глинистых пород и кондиционных бокситов.



Фиг. 2. Схематическая геолого-литологическая карта домелового фундамента Приозерного месторождения бокситов (пластообразный тип).

1 — залежи бокситов (Sr_{1-2}); 2 — бокситоносные отложения (Sr_{1-2}); 3 — юрские угленосные отложения: алевролиты, бурые угли, аргиллиты, песчаники; 4 — базальты; 5 — контур угленосных депрессий

Химический состав бокситов при этом не выдержан как по площади, так и по разрезу. Они обычно содержат много сидерита, поэтому абразивные и муллитовые сорта в рудах карстовых месторождений, как правило, отсутствуют. К этому типу относятся Северо-Ливановское, Покровское, Южно-Ливановское, Таунсорские и др.

В современном рельефе месторождения карстового типа обычно проявляются в виде понижений, просадок и бидайков, заполненных болотами и озерами

Пластообразный тип. Бокситы этого типа залегают главным образом на алюмосиликатных породах (фиг. 2) и в некоторых случаях на терригенно-карбонатных или на их мощной коре выветривания. Рудные залежи, как правило, маломощные, в плане изометричные, в разрезе имеют плоскую линзообразную форму. Они приурочены к окраинным (прибрежным) или центральным частям мелких дорудных впадин, которые имели пологие склоны. Древние водоемы, в которых происходило накопление бокситов, обычно располагались в пониженных участках пенепленизированной поверхности выравнивания в непосредственной близости от выходов на поверхность эффузивных пород основного состава, закрытых в те времена мощным слоем древнего элювия. К пластообразному типу относятся Кушмурунское, Приозерное, Западно-Убаганское, Уркашское и другие месторождения.

Карстово-котловинный тип. Бокситы этого типа обычно залегают в крупных карстовых, эрозионно-карстовых и суффозионно-карстовых депрессиях, которые располагаются, как правило, на площадях развития чистых карбонатных пород или на контакте карбонатных пород с алюмосиликатными. Характерно наличие абразивных марок бокситов и огнеупорных глин. Залежи бокситов обычно размещены в линейно-вытянутых вдоль структур палеозойского фундамента обширных депрессиях. К этому типу относятся Краснооктябрьское и Амангельдинские месторождения.

Среди описанных типов месторождений по своему внутреннему строению выделяются простые и сложные залежи.

Залежи простого строения состоят, как правило, из одной пачки кондиционных бокситов или огнеупорных глин; эта пачка в некоторых случаях при выклинивании расщепляется на два и более прослоя. Такими залежами сложен в основном пластообразный (Убаганский) тип месторождений бокситов.

Залежи сложного строения представлены многократным чередованием кондиционных бокситов, бокситовых пород и глин. Таких чередующихся горизонтов на некоторых месторождениях насчитывается до 6—8. Они обычно характерны для карстового и частично карстово-котловинного типов месторождений.

Залежи промежуточного строения представлены одним или двумя рудными горизонтами, которые по мере погружения расщепляются на несколько подгоризонтов. Такие залежи встречаются главным образом среди месторождений карстово-котловинного, реже карстового и пластообразного типов.

Таким образом, наиболее перспективными при оценке новых бокситоносных районов Тургайского прогиба, а возможно Зауралья и юга Западной Сибири, является карстово-котловинный и промежуточный типы месторождений.

3. РОЛЬ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ, В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

Месторождения бокситов Тургайского прогиба залегают в непосредственной близости от палеозойского складчатого фундамента и генетически с ним связаны. С одной стороны, породы палеозойского фундамента, подвергавшиеся глубокому химическому выветриванию, явля-

лись источником глинозема, с другой — углубления в фундаменте служили ложем и вместилищем, на котором происходило накопление бокситоносных осадков.

Источником глинозема для различных бокситоносных районов Тургайского прогиба служила кора выветривания алюмосиликатных пород различного состава и возраста.

В Убаганском бокситоносном районе это были различные эффузивные породы туринской серии (пермотриас) основного и кислого состава. базальты, долериты, реже липариты, чередующиеся с аргиллитами и алевролитами.

Для Западно-Тургайского бокситоносного района источником глинозема служили эффузивные породы преимущественно среднего состава и их туфы, а также глинистые сланцы и аргиллиты валерьяновской свиты нижнего карбона.

В Амангельдинском бокситоносном районе, по данным А. Н. Волкова (1959), Г. Р. Кирпалья (1959) и других исследователей, источником глинозема служила кора выветривания песчано-глинистых гидрослюдистых сланцев франского яруса.

Как уже указывалось, большинство месторождений и рудопроявлений бокситов приурочено к полосам выходов карбонатных пород или к контакту их с алюмосиликатными породами. Карбонатным породам — известнякам и доломитам — приписывают двойную роль в отношении участия их в формировании рудных залежей.

Прежде всего они имели геоморфологическое значение. Это объясняется тем, что в результате более интенсивного выветривания и карстообразования на площадях развития карбонатных пород происходило образование эрозионно-карстовых и суффозионно-карстовых депрессий или отдельных изолированных карстов. В итоге на площадях карбонатных пород понижался рельеф относительно окружающих территорий, сложенных алюмосиликатными породами. При повышении базиса эрозии района в этих депрессиях возникали континентальные водоемы, в которых происходило накопление бокситов.

С другой стороны, А. Н. Волков (1959) и другие исследователи считали, что карбонатные породы играли химическую роль, являясь как бы осадителями глинозема из растворов. Отсюда можно бы сделать вывод, что глинозем вне поля карбонатных пород будто бы осаждаться не может, а рассеивается. Поэтому нет необходимости проводить поиски бокситов на площадях выходов алюмосиликатных пород.

С нашей точки зрения, для осаждения глинозема совершенно не обязательно наличие карбонатных пород. Известны многочисленные месторождения бокситов СССР и зарубежных стран, в образовании которых карбонатные породы не играли ни химической, ни геоморфологической роли. Таковы в СССР Тихвинское, Северо-Онежское и Южно-Украинские, в США — Арканзасское месторождение. На территории Тургайского прогиба Кушмурунское и Приозерное месторождения бокситов расположены на алюмосиликатных породах и никакого отношения к известнякам также не имеют.

Трещинно-карстовые воды из фаменской и нижнекаменноугольной известняково-доломитовой толщи Амангельдинского бокситоносного района и Краснооктябрьского месторождения бокситов по многим определениям характеризуются величинами рН от 6,5 до 8,0 и в среднем по 91 пробе для Амангельдинских месторождений — 6,7. Отсюда напрашивается вывод о том, что известняки при бокситообразовании, по-видимому, в большинстве случаев играли геоморфологическое значение, а не химическое. К тому же горизонт кондиционных бокситов на многих

месторождениях изолирован от нижележащих карбонатных пород мощной толще тонкодисперсных водонепроницаемых пестроцветных глин коры выветривания или осадочных глин. Поэтому не следует карбонатным породам приписывать химическое значение осадителя глинозема из растворов. Кроме того, во время образования месторождений бокситов в Тургайском прогибе существовал тропический или субтропический климат, который способствовал увеличению кислотности вод поверхностных водоемов за счет атмосферных осадков и разложению органических веществ обильной тропической растительности.

Таким образом, карбонатные породы палеозойского фундамента при образовании месторождений бокситов играли главным образом геоморфологическую роль. Поэтому поиски месторождений бокситов не следует ограничивать площадями распространения карбонатных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология и перспективы бокситоносности юго-западной части Тургайского прогиба. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Волков А. Н. Геологическое строение района Амангельдинских месторождений бокситов и огнеупорных глин. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, вып. 2, 1959.
- Евлентьева Н. С. К стратиграфии меловых и палеогеновых бокситоносных отложений Тургайского прогиба. В сб. «Геология Тургайского прогиба». Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, нов. сер., вып. 43, 1961.
- Заклинская Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба. Докл. АН СССР, сер. геол., вып. 105, № 2, 1955.
- Кирпаль Г. Р. Методика поисков и разведки месторождений бокситов Тургайского прогиба. В сб. «Материалы по методике разведки полезных ископаемых». Госгеол. техиздат, 1962.
- Ларищев А. А. Об ископаемых остатках древесины из пестроцветных глин района Амангельды Тургайской впадины. Докл. АН СССР, сер. геол., вып. 107, № 1, 1956.

Северо-Казахстанское
геологическое управление
Кустанай

Дата поступления
1.VI.1963

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МОРСКИХ ФОСФОРИТОВ¹

А. И. СМЕРНОВ

Рассматриваются условия химического осаждения фосфатов из морской воды и особенности минералогической природы фосфатного вещества, выделенного из фосфоритов различных типов. Делается вывод о различных способах осаждения фосфатов для фосфоритов, связанных с различными группами фосфоритоносных формаций. Дается генетическое истолкование роли климата, палеогеографии и геотектонического положения для формирования различных типов фосфоритов.

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Для правильного научного обоснования прогнозных и поисковых работ, помимо геологических закономерностей размещения промышленных месторождений фосфоритов, большое значение также имеет выявление особенностей формирования различных типов фосфоритов.

Как теперь признает большинство исследователей, разные типы фосфоритов ассоциируют с неодинаковыми группами осадочных формаций, формирование которых происходило в различных климатических зонах (Страхов, 1960) и в разные периоды геотектонического развития крупных участков земной коры.

Согласно Н. С. Шатскому (1955), выделяются три группы фосфоритоносных формаций. Группа глауконитовых формаций приурочивается к гумидным зонам и в основном к платформенным областям. Группа терригенно-карбонатных — к зонам аридного климата и мобильным участкам платформ, включая и краевые прогибы. Группа кремнисто-доломитовых формаций (которую Н. С. Шатский, по нашему мнению, неправильно поместил среди вулканогенных формаций под названием отдаленно-кремнистых) формируется в зонах жаркого, но не очень сухого климата, в наиболее стабильных частях геосинклинальных областей.

Согласно А. В. Казакову (1939), фосфориты являются хемогенными породами, в различной степени переработанными процессами диагенеза и донными перемивами, обычно еще не полностью литифицированных осадков.

Экспериментальными работами (Смирнов и др., 1962) по химическому осаждению фосфатов из растворов, приближающихся по составу к морской воде, было установлено, что в морской воде, содержащей 560 мг/л CaO, 1 мг/л F, 220 мг/л SO₃, 73 мг/л CO₂ при pH=8,1, может содержаться 0,25—0,35 мг/л P₂O₅, а не 0,114 мг/л, как указывает Виноградов (1944). Глубокие зоны океанической воды, где содержание P₂O₅

¹ Статья печатается в порядке обсуждения.

часто в 2—3 раза выше среднего, по-видимому, являются насыщенными для фосфатов.

В случае увеличения содержания CO_2 резко увеличивается растворимость фосфатов и устойчивой твердой фазой здесь является фтор- и гидроксилкарбонатапатит, а не фтор- и гидроксилапатит.

Повышение концентрации SO_3 действует аналогично CO_2 , но в более слабой степени, что связано с образованием натрийсульфатапатита (Плотникова, Смирнов, 1959).

Фосфатные минералы фосфоритов относятся к группе фторапатита. Главным отличием их от апатита является изоморфное замещение части фосфора углеродом и серой. Это влечет понижение устойчивости решетки минерала, что заметно сказывается на его физических и физико-химических свойствах.

Вхождение в решетку углерода доказывается: 1) изменением параметра a элементарной кристаллической ячейки минерала пропорционально степени изоморфного замещения фосфора на углерод; 2) невозможностью удалить CO_2 из природных фосфатов при избирательном растворении; 3) изменением всех химических и физических свойств минерала после удаления CO_2 при прокаливании фосфатов; 4) соотношениями P_2O_5 , CO_2 и в природных, и в синтетических фосфатах.

Вхождение серы доказывается: 1) постоянством соотношений SO_3 и Na_2O в фосфатном веществе терригенно-карбонатных формаций; 2) невозможностью удалить SO_3 из природных фосфатов при избирательном растворении; 3) невозможностью объяснить только путем вхождения углерода всех изменений физических свойств фосфатов из фосфоритов терригенно-карбонатных формаций.

Сравнение химического состава природных и синтетических фосфатов позволяет дать предварительную оценку солевого состава тех вод, из которых происходило осаждение фосфатного вещества различных типов фосфоритов.

Степень изоморфного замещения фосфора углеродом у фосфатных минералов, слагающих желваковые фосфориты группы глауконитовых формаций, соответствует концентрациям углекислоты, в 10—80 раз превышающим концентрацию ее в океанической воде. Такие концентрации являются обычными для глинистых и алевритовых осадков морей и океанов (Бруевич и Виноградова, 1947; Страхов 1960).

Степень изоморфного замещения фосфора углеродом у фосфатных минералов, слагающих оолитовозернистые фосфориты кремнисто-доломитовых формаций и ракушечные глауконитовых формаций, соответствует концентрациям углекислоты, в 1,5—3 раза превышающим ее среднее содержание в океанической воде. Такие концентрации встречаются в придонных слоях океанической воды.

Степень изоморфного замещения фосфора углеродом и серой у фосфатных минералов, слагающих зернистые и ракушечные фосфориты группы терригенно-карбонатных формаций, соответствует концентрациям углекислоты и сульфатов, в 2—4 раза превышающим их среднее содержание в океанической воде. Подобные концентрации углекислоты и сульфатов распространены в придонных слоях воды лагун аридного климата.

2. ОБЩИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ХЕМОГЕННОГО ФОСФОРАКОПЛЕНИЯ

А. В. Казаков (1939, 1950) предполагал, что химическое осаждение фосфатов из морской воды происходит за счет увеличения щелочности воды при диффузии углекислоты в более высокие слои морской воды.

Вещественный состав продук-

Группы	Подгруппы	Типы	Виды	Псефириты и псефитоподобные поро-							
				фосфоритный конгломерат	фосфоритные галечники		фосфоритные конкреционные псевдоконгломераты				фосфоритный конкреционный псевдогравелит
					1	2	3	4	5	6	
Зернистый материал	Нефосфатный	Обломочный	1. Кварц, халцедон, полевые шпаты и обломки кремнистых пород	3,7	47,5	55,6	52,7	20,5	8,1	6,6	4,5
			2. Обломки карбонатных пород	0,8	—	—	—	—	—	—	—
		Хемогенный	3. Прочие	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
			1. Глауконит	0,1	0,7	2,1	1,6	5,9	25,0	19,4	9,4
		Органогенный	2. Железистые оолиты	—	—	—	—	—	—	—	11,7
			3. Прочие	—	0,1	0,1	0,4	0,6	2,0	1,3	3,0
	Фосфатный	Обломочный	Обломки раковин	—	—	—	—	—	0,2	1,9	1,3
			Итого	4,7	48,5	58,0	54,9	27,2	35,6	29,4	30,1
		Хемогенный	1. Обломки фосфоритов	31,9	—	—	—	—	—	—	—
			2. Переотложенные макроконкреции	—	43,8	40,4	7,0	+	6,5	18,0	+
		Органогенный	1. Микроконкреции	37,6	—	—	2,8	2,1	9,2	4,0	10,9
			2. Макроконкреции	—	—	—	31,9	61,6	4,2	46,3	49,7
			Фосфатные раковины и другие фосфатные органические остатки	0,1	—	—	—	—	0,1	0,1	0,2
			Итого	69,6	43,8	40,4	41,7	63,7	57,8	68,4	60,8
Цемент	Нефосфатный	Кремнистый	Опал-халцедоновый	0,1	—	—	—	—	—	—	
		Глинистый	Бейделито-гидрослюдистый	—	3,3	0,6	2,1	5,5	4,3	1,4	
	Фосфатный	Карбонатный	1. Кальцитовый	19,2	0,1	—	—	0,3	—	—	4,3
			2. Доломитовый	3,1	—	—	0,5	—	—	—	—
		Итого	22,4	3,4	0,6	2,6	5,8	5,3	1,4	7,3	
		Всего	3,3	4,3	1,0	0,8	3,3	1,3	0,8	1,8	
Вторичные образования (в сумме)				100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Примечания. В вертикальных графах отражен состав продуктивных слоев следующих месторождений: 3—Полпинское (Брянская обл.), галечниковый слой; 4—Полпинское (Брянская обл.), основной слой; 5—Богоевское (Московская обл.), нижний слой; 8—Егорьевское (Московская обл.), верхний слой; 9—Маарду (Эстон-Ленинградская обл.), продуктивный слой; 12—Гуруфатминское (Таджикская ССР), шестой продуктивный рождение (средние данные); 16—Кок-джон (Кара-Тау), продуктивный пласт участка Кис-Тае; 17—Ак-Сай бай; 19—Джаны-Тас (Кара-Тау), средний+нижний продуктивные слои участка Центральный; 20—Джаны-Тас из к-16 участка Беркуты; 22—Селеукское (Башкирская АССР), верхняя продуктивная пачка.

Однако количественные подсчеты скорости диффузии показывают, что она крайне мала — порядка долей миллиметра в сутки (Смирнов, 1962), а это не позволяет считать данный путь ведущим при осаждении фосфатов.

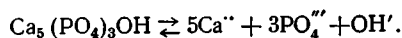
Химическое осаждение того или иного соединения из насыщенного раствора может происходить за счет увеличения концентрации одного или нескольких ионов, на которые диссоциирует это вещество в водном растворе. Учитывая, что при образовании осадков в начальные стадии его формирования выпадают обычно менее устойчивые и более гидратированные формы вещества, а также имеющиеся данные по вторичной

ТИПОВЫХ ФОСФОРИТНЫХ СЛОЕВ, %

ды	Псаммиты и псаммитовидные породы											Пелиты и пелито-подобные породы	
оболо- вый конгло- мерат	кварцево-фос- форитные пески и пес- чаники		зернисто-детритусовые фосфориты				оолитовозернистые фосфориты					афанит, и сгу- стков. фосфо- риты	тонкослон- стая фос- фатно-доло- митовая порода
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
60,9	41,6	72,5	49,3	0,5	0,4	1,0	0,8	2,7	4,9	3,2	1,0	1,4	1,1
—	—	—	0,6	1,7	0,6	1,0	—	0,1	—	—	—	—	1,2
0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6
0,2	2,7	0,5	—	0,2	0,1	—	—	—	—	—	—	—	0,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,7	0,3	0,1	—	0,1	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—	0,1
—	—	—	1,0	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—	—	0,2
63,9	44,9	73,2	51,1	2,7	1,3	2,3	0,9	2,9	5,0	3,3	1,1	1,5	3,4
—	—	—	—	—	—	—	49,7	4,4	8,5	3,4	1,6	0,4	—
0,1	4,6	0,1	1,3	23,3	27,5	19,2	—	—	—	—	—	—	—
0,1	18,4	—	20,7	27,7	13,5	22,1	16,7	40,1	52,9	55,0	48,9	21,4	2,0
—	+	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—
32,9	8,8	22,8	4,5	12,0	18,4	17,8	—	0,7	0,5	—	—	—	0,1
33,1	31,8	22,9	26,5	63,0	59,4	59,1	66,4	45,2	61,9	58,4	50,5	21,8	2,1
—	—	—	—	—	—	—	0,8	0,2	4,0	14,0	6,5	1,2	12,8
—	1,4	—	11,0	8,0	2,5	2,4	—	—	1,2	2,1	1,5	—	1,6
—	20,8	—	9,0	1,3	0,9	29,2	—	—	—	—	—	—	24,6
0,6	—	1,4	1,8	16,3	33,1	0,4	18,5	44,1	8,1	1,3	9,5	—	28,9
1,1	—	1,7	—	—	—	—	12,2	2,1	12,4	15,0	28,5	75,0	24,3
1,7	22,2	3,1	21,8	25,6	36,5	32,0	31,6	46,4	25,7	32,4	46,0	76,2	92,2
1,3	1,1	0,8	0,6	8,7	2,8	6,6	1,1	5,5	7,4	5,9	2,4	0,5	2,3
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

ний: 1—Ак-Сай (Кара-Тай), прослой конгломерата; 2—Богдановское (Актюбинская обл.), галечниковый слой; дановское (Актюбинская обл.), основной слой; 6—Верхне-Камское (Кировская обл.), основной слой; 7—Егорь-ская ССР), продуктивный слой; 10—Гурьевское (Красноярский край), продуктивный слой; 11—Кингисеппское место; 13—Дакла (Египет), продуктивный пласт; 14—Сафага (Египет), верхний пласт; 15—Сирийское место (Кара-Тай), продуктивный пласт; 18—Джаны-Тас (Кара-Тай), верхний продуктивный пласт участка Тогуз-бай (Кара-Тай), верхний продуктивный пласт участка Тогузбай; 21—Джаны-Тас (Кара-Тай), продуктивный слой

фторизации фосфатного вещества фосфоритов (Казаков, Соколова, 1950), разберем возможные пути осаждения из растворов гидроксилата-тита, который с точки зрения химиков представляет собой трехзамещен-ный основной фосфат кальция. Он диссоциирует в водном растворе по следующему уравнению:



Из этого уравнения следует, что химическое осаждение фосфатов из морской воды может происходить за счет увеличения концентраций ионов Ca^{++} , PO_4^{---} или OH' как каждого в отдельности, так и в любых сочетаниях.

В реальной природной обстановке достаточно мощными источниками вод осадителей фосфатов из морской воды могут явиться:

а) иловые воды, в которых благодаря резко повышенному парциальному давлению CO_2 , содержание P_2O_5 достигает 5—6 мг/л, что в 50 раз превышает среднюю концентрацию P_2O_5 океанической воды (Страхов, 1960 б);

б) воды первых стадий осолонения морской воды с резко повышенными концентрациями Ca^{++} , SO_4^{--} , Mg^{++} и F^- . Эти воды формируются в зоне прибрежного мелкоморья и на подводных отмелях в морских бассейнах аридного климата;

в) воды коры выветривания магматических (преимущественно эффузивных) пород в теплом климате с чередованием засушливых и влажных периодов. Эти воды уносят массы SiO_2 и щелочей из зоны латеритизации и имеют $\text{pH}=9,0\text{—}9,5$, т. е. они являются мощным источником поступления ионов OH^- в морские бассейны.

Выдвигаемое нами предположение о механизме химического осаждения фосфатов из океанических и морских вод имеет в основе принцип смешения вод, насыщенных фосфатами или близких к подобному насыщению, с водами-осадителями, отличающимися резко повышенными концентрациями тех или иных ионов, входящих в состав фосфатного вещества фосфоритов. Это принципиально важное положение позволяет объяснить накопление огромных масс фосфоритов на весьма ограниченных участках океанических бассейнов, так как процесс смешения вод может идти при значительных скоростях подводящих фосфаты течений.

Быстрое и массовое осаждение фосфатов естественно приводит к образованию значительных накоплений слабокристаллизованных фосфатных минералов, слагающих основную массу продуктивных фосфоритных слоев во всех формационных группах фосфоритоносных бассейнов. Такая слабая раскристаллизация осаждающихся фосфатов весьма благоприятна для интенсивного перераспределения его в илах при процессах диагенеза.

Действительно, основная масса фосфатных компонентов фосфоритных слоев слагается фосфатными конкрециями и микроконкрециями. Эти фосфатные конкреционные образования представляют собой участки морских илов, сцементированных фосфатом. Как видно из прилагаемой таблицы, в которой приведен состав технологических проб фосфоритной руды различных месторождений, в более грубозернистых осадках (песчано-гравелистых) конкреции обычно бывают весьма крупные, в тонких коллоидальных осадках преобладают микроконкреции. Из таблицы видно также, что в одном продуктивном пласте обычно встречаются конкреции, сформировавшиеся в различной обстановке, а на многих из них видны следы их формирования в несколько стадий. Все это указывает на вторичное сгущивание фосфоритных конкреционных образований в продуктивные слои за счет донных переминов не полностью затвердевших морских осадков с рассеянными в них фосфоритными конкрециями.

На основе изложенных выше данных можно попытаться выяснить особенности формирования фосфоритов в трех основных группах фосфоритоносных формаций.

3. СПЕЦИФИКА ФОСФОРОНАКОПЛЕНИЯ В ОСНОВНЫХ ГРУППАХ ФОСФАТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

1. В глауконитовых фосфатоносных формациях образование фосфоритов происходило, по-видимому, за счет быстрого смешения при донных перемивах вод поднимающегося донного течения, близких к на-

сыщению фосфатами, с иловыми водами, в которых концентрация фосфатов в 20—50 раз превышает их среднее содержание в морской воде. При отсутствии донных переминов в пелитовых морских осадках за счет интенсивно идущих процессов минерализации органических остатков и продуктов их жизнедеятельности иловые воды значительно обогащаются углекислотой и фосфатами.

Медленное высачивание этих вод при уплотнении морских илов не может привести к химическому осаждению фосфатов, так как при малой интенсивности процесса пересыщенные фосфатами воды будут уноситься в зону фотосинтеза раньше, чем из них начнется заметное осаждение фосфатов.

При донных перемивах осадков, когда взмучивается только их верхняя часть, в более глубоких зонах илов за счет быстрого удаления углекислоты происходит формирование пластообразных и линзовидных карбонатных (кальцит-сидеритовых) конкреций, отдельные участки которых обогащены фосфатами. Механизм образования подобных карбонатных конкреций неоднократно описывался Н. М. Страховым (1939) и автором (1955).

Более глубокие перемины осадков, захватывающие и зону иловых вод, обогащенных фосфатами, ведут к быстрому и энергичному смешению этих вод с водами поднимающегося течения. При значительной интенсивности процесса выпадающий фосфат коагулирует в сгустки, более крупные из которых осаждаются вместе с песчано-алевритовым материалом на дно, а мелкие, увлеченные поднимающимся течением, попадают в зону синтеза, в которой ассимилируются морскими растениями.

Процессы диагенеза песчано-алевритовых осадков со сгустками фосфата, выделенные Г. И. Бушинским (1954) в генерацию «гроздевидного» фосфата, могут привести к образованию фосфоритных конкреций.

Очагами, вокруг которых происходил рост конкреций, могли быть: а) крупные сгустки фосфата или целые группы их; б) тела животных и их экскременты, при минерализации которых в восстановительной среде, кроме растворимых фосфатов, выделяются также значительные количества аммиака, вызывающего местное подщелачивание среды; в) органические остатки, сложенные карбонатами (в основном кальцитом и арагонитом), при растворении которых в иловых водах с высокими концентрациями углекислоты происходит также местное их подщелачивание; г) локальные неоднородности в донных илах, представляющие собой результат деятельности илоедов, формирования нефосфатных микроконкреций (в основном зерен глауконита и железистых оолитов), и др.

Для массового накопления фосфоритных конкреций и микроконкреций, кроме подходящей гидрохимической обстановки, требуется соблюдение ряда условий, важнейшими из которых являются: а) отсутствие массового хемогенного и биогенного осаждения карбонатов, что возможно только в гумидном климате; б) отсутствие массового приноса терригенного обломочного материала, что обычно бывает в платформенных эпиконтинентальных морях; в) постоянный тектонический режим, когда за время отложения 1—2 ярусов отлагается пачка пород всего в несколько метров; такие условия бывают только на древних достаточно стабильных платформах.

Анализ фактического материала свидетельствует о том, что они хорошо выдерживаются в фосфоритоносных бассейнах, связанных с группой глауконитовых формаций.

Области развития фосфатных фаций, связанных с глауконитовыми

формациями, окаймляются со стороны суши песчаными отложениями литорали и пляжей, а со стороны моря — полосой глинистых и глинисто-алевритовых осадков с линзами и конкрециями фосфатизированных сидеритов или органогенно-карбонатных пород типа мела.

2. В терригенно-карбонатных фосфоритоносных формациях формирование фосфоритов происходило, вероятно, за счет смешения близких к насыщению фосфатами вод поднимающегося донного течения с водами повышенной солености, стекающими с подводных и прибрежных отмелей, характеризующихся повышенными концентрациями кальция, сульфатов, несколько повышенным щелочным резервом и рН.

В результате смешения различных типов вод происходит химическое осаждение фосфатов, и их осадителем в этом случае являются ионы кальция. Сгустки коллоидального фосфата, попадая в морские илы, подвергаются диагенетическим преобразованиям, принципиально не отличающимся от тех, которые были описаны для фосфоритоносных глауконитовых формаций.

Основное отличие состоит в обильном осаждении карбонатов хемогенным и биогенным путями, а также в исключительной тонкости терригенного обломочного материала, который в зону фосфоритообразования приносится в основном ветром. Сравнительно высокий рН илов и их тонкозернистость обуславливают гораздо меньшую подвижность фосфата в илах, поэтому здесь преобладающее значение приобретают фосфатные микроконкреции. Состав фосфатного вещества также несколько отличается от фосфата из глауконитовых формаций, так как благодаря сравнительно невысоким концентрациям уголекислоты здесь в гораздо меньшей степени происходило замещение в решетке апатита фосфора на углерод, но зато часть фосфора здесь замещалась серой.

Эти слабо фосфатизированные породы при многократных донных перемывах превращаются в продуктивные фосфоритные слои.

Формирование фосфоритов данного типа в отличие от фосфоритов глауконитовых формаций возможно в зонах аридного климата, где происходит частичное упаривание океанической воды, и только в тех морских бассейнах, которые имеют достаточно свободное сообщение с океаном, так как только этим путем может быть гарантировано постоянство поднимающегося донного течения, подводящего фосфаты в зону фосфоритообразования. При этом морские бассейны должны иметь достаточную глубину, чтобы при колебательных движениях не происходило очень резкого обмеления бассейна, когда может произойти осаждение основной массы кальция в виде гипса или начнется массовое развитие моллюсков с толстостенными карбонатными раковинами, разубоживающими фосфориты. Факторы ограниченного привноса терригенного материала и подходящего тектонического режима здесь, как и при формировании фосфоритов в группе глауконитовых формаций, имеют также весьма существенное значение.

Исходя из вышесказанного, мы считаем, что крупные скопления фосфоритов в терригенно-карбонатных формациях могут формироваться в краевых — более мобильных частях платформ или на платформенном склоне краевых прогибов.

Полосы распространения фосфатных фаций, связанных с терригенно-карбонатными формациями, со стороны суши окаймляются либо полосами пестроцветных загипсованных песчано-глинистых отложений, либо полосами песков с устричными банками, а со стороны моря — полосами органогенных карбонатных отложений.

3. В кремнисто-доломитовых фосфоритоносных формациях формирование фосфоритов может происходить за счет смещения близких к насыщению фосфатами вод поднимающегося донного течения с водами повышенной щелочности, стекающими с прилегающей суши, где интенсивно развивается кора выветривания кристаллических (преимущественно эффузивных) пород.

В результате подобного смещения различных типов вод происходит химическое осаждение фосфатов. Осадителями их в этом случае являются гидроксильные ионы. Ввиду того, что щелочные воды суши несут в морские бассейны огромные массы растворенного кремнезема, при смешении их с морскими водами интенсивно идет также и химическое осаждение кремнезема. Морские илы в данном случае слагаются коллоидами фосфата и геля кремнезема с переменным количеством пелитового материала (гидрослюды, слюды, кварц и полевые шпаты). При диагенетических преобразованиях подобных коллоидальных илов фосфатные микроконкреции обычно имеют очень небольшие размеры 0,1—0,5 мм. При последующих донных перемывах происходит сгущение этих микрозерен, нарастание на них концентров кристаллического фосфата с образованием фосфатных оолитов, а иногда и разрушение уже сформировавшихся прослоев оолитовозернистых фосфоритов с образованием из них окатанных гравийных зерен и галек (Смирнов, Тушина, 1962).

В случае образования субмономинерального фосфатного ила при процессах диагенеза формируются афанитовые, сгустковые и микросферолитовые фосфориты.

Формирование фосфоритов данного типа в отличие от ранее описанных происходит: а) в жарком и умеренно влажном климате, так как только в этом случае формирование континентальной коры выветривания идет достаточно интенсивно, а растворимые продукты ее образования могут попадать в прилегающие морские бассейны; б) только в морских бассейнах, где на прилегающей суше (или цепях островов) имеют широкое распространение кристаллические (преимущественно эффузивные) породы, подобная обстановка весьма характерна для геосинклинальных областей; в) только в морских бассейнах, имеющих достаточно свободное сообщение с океаном, так как только этим путем может быть гарантировано постоянство поднимающегося донного течения, подводящего фосфаты в зону фосфоритообразования.

Факторы ограниченного привноса терригенного материала и подходящего тектонического режима здесь, как и при формировании фосфоритов в других группах формаций, имеют также весьма существенное значение.

Полосы распространения фосфоритных фаций, связанных с кремнисто-доломитовыми формациями, со стороны суши окаймляются зонами песчанистых доломитовых (обломочных и водорослевых) отложений, а со стороны глубоких частей морского бассейна — зонами кремнисто-глинистых отложений.

В заключение необходимо отметить, что наличие трех групп фосфоритоносных формаций, фосфориты в которых формируются в результате различных процессов, требует дифференцированного подхода к каждой из этих групп.

Поэтому нам кажется, что роль многих геологических факторов для формирования фосфоритных месторождений будет весьма неодинакова для различных формационных типов фосфоритов. И для каждой группы фосфоритоносных формаций необходимо разрабатывать свой комплекс поисковых критериев, предпосылок и признаков.

ЛИТЕРАТУРА

- Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Биогенные элементы в грунтовых растворах Каспия. Гидрохимические материалы, т. 13, 1947.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, сер. геол., № 67, 1954.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. Успехи химии, т. 13, вып. 1, 1944.
- Гиммельфарб Б. М., Курман И. М., Окнина В. А., Смирнов А. И., Уфлянд Ц. И. Методика поисков фосфоритов. Госхимиздат, 1956.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Тр. НИУИФ, вып. 145, 1939.
- Казakov А. В. Фторapatитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, сер. геол., № 40, 1950.
- Казakov А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, сер. геол., № 40, 1950.
- Плотникова В. И., Смирнов А. И. Фосфориты Селеукского месторождения. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 5, 1959.
- Смирнов А. И. Докембрийские фосфориты Енисейского кряжа. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 2, 1955.
- Смирнов А. И. Особенности генезиса фосфоритов Каратаусского типа. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 7, 1962.
- Смирнов А. И., Тушина А. М. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Ак-Сай. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 7, 1962.
- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 7, 1962.
- Страхов Н. М. Доманиковская фация Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 16, сер. геол., № 6, 1939.
- Страхов Н. М. Климат и фосфоритонакопление. Геология рудн. месторождений, № 1, 1960а.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, 1960б.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2, 1956.

Государственный н.-и. институт
горно-химического сырья
Москва

Дата поступления
28.III.1964

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.514.62

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ АУТИГЕННОГО АНАТАЗА В ЗОНЕ КАТАГЕНЕЗА

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, В. В. ВЛАСОВ, Б. С. СИТДИКОВ

Вопрос о минеральных формах двуокиси титана в осадочных породах и их генезисе достаточно сложен и широко обсуждается в геологической литературе. К настоящему времени утвердилось мнение, что, помимо терригенных, весьма распространены и аутигенные: рутил, анатаз и в меньшей степени брукит, присутствие которых отмечается в песчаных отложениях, глинах, бокситах и карбонатных породах.

Результаты наших наблюдений и анализ ранее опубликованных работ позволяют наметить следующие основные пути формирования аутигенных минералов двуокиси титана в условиях диагенеза осадков и метагенеза осадочных пород.

1. При изменении терригенных титаносодержащих минералов, главным образом ильменита и титаномагнетита, образуется лейкоксен. Согласно одним воззрениям, он является твердым гидрогелем двуокиси титана с переменным, обычно небольшим, содержанием воды и при перекристаллизации переходит в скрытокристаллический агрегат рутила, анатаза или брукита (Бенеславский, 1953; Дядченко и Хатунцева, 1954, 1961; Coil, 1933; McCartney, 1931; Tyler a. Marsden, 1938 и др.).

Другие исследователи, учитывая весьма малую стабильность гидрогеля двуокиси титана, считают лейкоксен не самостоятельным минералом, а скрытокристаллической смесью одной из полиморфных модификаций TiO_2 и переменных количеств других минералов — лимонита, опала и гидрогеля титана (Зив, 1956; Семенов, 1957; Янулов, Чулкова, 1962; Allen, 1949 и др.).

2. При разложении и окислении углистого вещества, содержащего в рассеянном состоянии или в форме металлоорганических соединений повышенные количества TiO_2 (Хмелевская и др., 1948; Ренгартен, 1956; Казенкина, 1958; Пероззо, 1959 и др.).

3. При непосредственной кристаллизации минералов двуокиси титана из растворов в микрополостях пород или же в форме кристаллических выростов на поверхности терригенных зерен лейкоксена и минералов двуокиси титана (Ренгартен, 1956; Сердюченко, Добровольская, 1949; Dick, 1928 и др.). По мнению Н. В. Ренгартен, этот процесс вызывается перераспределением титана в условиях кислой восстановительной среды и выпадением его из растворов при повышении pH до нейтральной или слабощелочной. В ассоциации с аутигенными анатазом и брукитом постоянно отмечается присутствие новообразованного каолинита.

4. При дегидратации и раскристаллизации гидрогеля двуокиси титана, поступавшего в осадок при седиментации. Например, в бокситах и глинах, по-видимому, имеет место как накопление собственно титаногеля (Гипп, 1959; Писарчик, 1961), так и сокогеля двуокиси титана, глинозема и кремнезема (Zemlička, 1954). Перекристаллизация коллоидного вещества бокситов приводит к появлению ультрадисперсной вкрапленности минералов TiO_2 в бокситах и глинах, а также объясняет присутствие эндокриптного титана в глиноземных минералах бокситов (Яковлева, 1953; Бенеславский, 1958; Lapparent, 1930; Frederickson, 1948).

5. При раскристаллизации гидрогеля TiO_2 , выделившегося гидролизом молекулярно-растворенных соединений титана, мигрировавших в зоне катагенеза из одного литологического комплекса в другой, отличный от первого.

Насколько нам известно, последнее направление в образовании аутигенных минералов TiO_2 ранее не отмечалось. Ввиду этого мы считаем необходимым подробнее изложить результаты наших наблюдений.

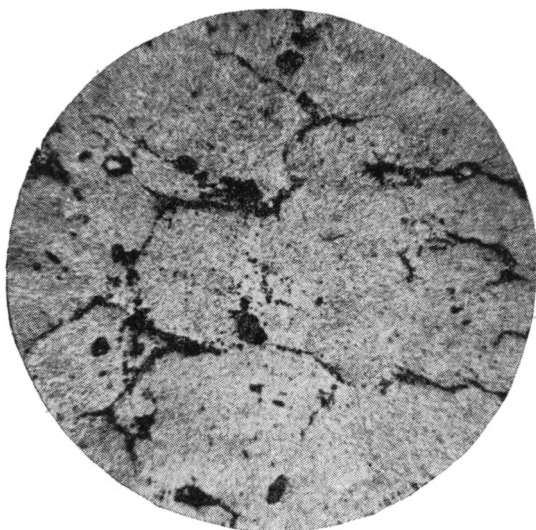
На северо-востоке Татарской АССР скважиной № 37 Первомайской площади на глубине 1678,5 м была вскрыта поверхность кристаллического фундамента, сложенная плагиогранитом. На выветрелой поверхности фундамента залегает серовато-белый про-

слой перекристаллизованных продуктов выветривания мощностью 0,8 м (по керну). В основании прослоя наблюдается обогащенность песчаным материалом, вверху преобладают неясно слоистые тонкоотмученные глинистые продукты, накапливавшиеся, видимо, благодаря перекристаллизации из верхней зоны коры выветривания кристаллического фундамента и преобразованные впоследствии в аргиллит. Перекрывающей является 70-метровая сидеритизированная толща алевритов и песчаников, относящихся к старооскольским слоям и к нижней части муллинских.

Упомянутый выше аргиллит преимущественно каолинистый с примесью слюдяного материала. Каолинит образует тонкоочешуйчатый базис, на фоне которого располагаются редкие значительно более крупные листочки и листоватые агрегаты светлой гидратированной слюды (гидромусковита), частично или полностью замещенные каолинитом. Преобладающая роль каолинита доказана также результатами термического и рентгеноструктурного анализов. На рентгенограмме, снятой с ориентированного прессованием препарата, имеются очень сильные рефлексы 001 и 002 каолинита (7,1 и 3,56 κX) и рефлексы 002, 004 и 006 слюды (10,0; 4,99 и 3,33 κX). Интенсивность рефлексов слюды по сравнению с каолиновыми очень мала, следовательно, слюда содержится в малом количестве. Рефлекс 002 слюды довольно резкий, что указывает на относительно низкую степень ее гидратации.

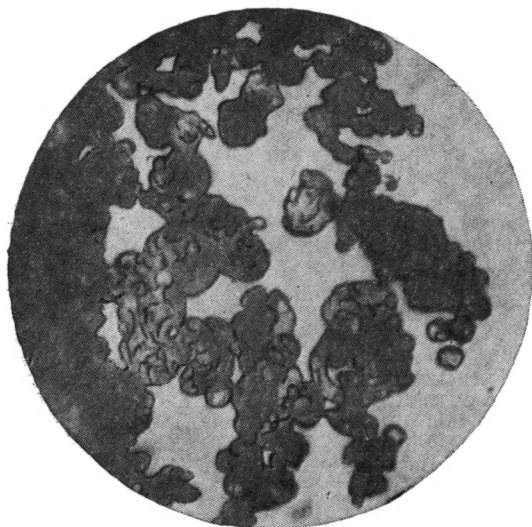
В этом же аргиллите наблюдается сложная сеть тончайших невыдержанных прожилков буровато-желтого цвета. Количество прожилков к подошве слоя уменьшается. Буровато-желтый цвет прожилков обусловлен присутствием в них выделений тонкодисперсного лейкоксена. Полигоны, ограниченные прожилками, имеют разнообразные очертания: перпендикулярно оси керна преобладают изометричные (фиг. 1), параллельно — вытянутые. По-видимому, сеть прожилков возникла на месте микротрещинок сокращения осадка. Условия появления подобных трещинок могут быть связаны с сезонами временного осушения водоемов или же с более поздними процессами, вызванными подземным дренажем (Шрок, 1950).

Лейкоксен в прожилках присутствует в форме мельчайших глобулитов (от 1 до 10 $\mu\text{м}$), которые местами образуют сгущения (фиг. 2), а местами своим присутствием пунктирно намечают направление прожилка. С лейкоксеном в прожилках ассоциирует микрокристаллический каолинит. Встречены более крупные выделения лейкоксена округлой формы ($d \sim$ до 0,1 мм), состоящие из плотного агрегата глобулитов. В подобных выделениях четко прослеживаются явления сокращения объема при дегидратации с появлением внутренних полостей и участков отсло-



Фиг. 1. Выделения лейкоксена по прожилкам в аргиллите.

Николи II, увел. 120



Фиг. 2. Глобулиты анатазового лейкоксена. Светлое — каолинит

Николи II, увел. 1300

ном в прожилках ассоциирует микрокристаллический каолинит. Встречены более крупные выделения лейкоксена округлой формы ($d \sim$ до 0,1 мм), состоящие из плотного агрегата глобулитов. В подобных выделениях четко прослеживаются явления сокращения объема при дегидратации с появлением внутренних полостей и участков отсло-

Межплоскостные расстояния аутигенного анатаза (Fe-излучение. $2R=57,3$ м.м, $d=0,5$ м.м)

I	d/n, кX	Эталон по В. Н. Михееву, 1957		I	d/n, кX	Эталон по В. Н. Михееву, 1957	
		I	d/n, кX			I	d/n, кX
3	(3,85)	10	3,508	7	1,474	7	1,477
10	3,48			1	(1,387)	6	1,361
1	(2,61)			4	1,358		
2	2,40	1	2,42	4	1,334	6	1,335
7	2,36	5	2,37	6	1,259	7	1,261
2	2,32	1	2,33	2	1,248	2	1,247
2	(2,08)	9	1,887	5	1,163	6	1,163
8	1,884			4	1,050	5	1,0488
2	(1,828)			4	1,040	5	1,0407
6	1,693	7	1,696	3p	1,013	5	1,0155
6	1,656	7	1,662	2p	0,993	1	0,9939
2p	(1,626)						

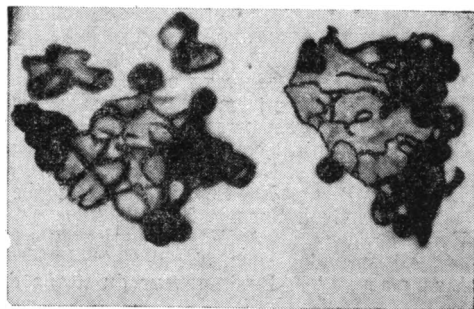
ния. Глобулиты просвечивают лишь при больших увеличениях, при косонаправленном свете имеют яркую буровато-желтую окраску, обладают весьма высоким преломлением и сравнительно низким двупреломлением. В некоторых глобулитах наблюдается секториальная раскристаллизация, иногда появляются кристаллики ромбоэдрического табитуса. Рентгеноструктурные исследования лейкоксена, отделенного¹ от глинистых минералов центрифугированием в жидкости удельного веса 2,8, показало его идентичность анатазу (таблица).

Формы выделений лейкоксена наводят на мысль о их первично-коллоидальной природе. Кроме того, в весьма малом количестве в прожилках установлены бесформенные реликты бледно-желтого гелевидного вещества, обладающего слабой агрегатной поляризацией. На фиг. 3 отчетливо видно, что глобулиты возникли в ходе преобразования упомянутого выше гелевидного вещества, обладающего к тому же значительно более низким преломлением. Отфракционировать и исследовать гелевидное вещество не удалось, можно лишь предполагать, что оно стоит ближе к первичному титаногелю.

Можно предположить, что причиной выделения титаногеля является гидролиз молекулярно-растворенных соединений титана, поступавших скорее всего в виде металлоорганических соединений (Виноградов, 1950; McLoughlin, 1954). Как известно, наибольшей подвижностью обладает титан при низких степенях окисления в средах, обладающих кислой реакцией. Появление растворов, характеризующихся низкими значениями pH и Eh, вполне объяснимо, если учесть, что в вышележащих терригенных осадках обильно развит сидерит, формирование которого происходит в восстановительных условиях при $pH < 7$. Показательно, что в тяжелой фракции терригенных отложений живецкого возраста в ряде мест установлено высокое содержание аутигенного анатаза.

Гидролиз растворенных соединений титана, поступавших в результате диффузии и замедленного водообмена из вышележащих живецких терригенных отложений, осуществлялся под воздействием повышения pH в поровых водах слюдисто-каолинитового аргиллита (влияние катионного комплекса слюды). В результате гидролиза появляется Ti-золь низкой концентрации, из которого как следствие флуктуации происходит осаждение микросгустков титаногеля, к которым постепенно присоединяются все новые коллоидальные мицеллы. Титаногель при старении и дегидратации распадается на агрегат глобулитов, состоящих из маловодного геля TiO_2 . Глобулиты при перекристаллизации преобразуются в микрозернистый агрегат анатаза, т. е. в наиболее устойчивую при низких температурах и давлениях модификацию кристаллической TiO_2 .

Таким образом, все более и более подтверждается подвижность титана в геохимических процессах литогенеза, в том числе и при катагенезе.



Фиг. 3. Реликты гелевидного вещества (серое), при распаде которого формируются глобулиты лейкоксена (темное).

Николи, увел. 1300

¹ Выход лейкоксена составил $\sim 1\%$ по весу.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1950.
- Гипп С. К. Титан в бокситах Кайракского месторождения. Докл. АН СССР, т. 126, № 4, 1959.
- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Нові дані про лейкоксен. Геологічний ж., т. 14, вып. 4, 1954.
- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Стадийность процесса изменения ильменита в гипергенных условиях. Вопр. минералогии осад. образований, кн. 6. Львов, 1961.
- Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.
- Казенкина Г. А. Аутигенные минералы титана в угленосных отложениях Западно-го Забайкалья. Изв. СО АН СССР, № 4, 1958.
- Михеев В. Н. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Перозио Г. Н. Новые данные о новообразованиях минералов в мезозойских и палеозойских породах юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГИМС, вып. 1, 1959.
- Писарчик Я. К. О титанистых глинах девона Русской платформы. Бюл. Всес. н.-и. геологоразвед. ин-та, № 3, 1961.
- Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в Ловозерском щелочном массиве. Тр. Ин-та минералог., геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 1, 1957.
- Сердюченко Д. П., Добротворская Л. В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. Докл. АН СССР, т. 69, № 3, 1949.
- Хмелевская Л. В. и др. К вопросу о парагенезисе титана, органического углерода и некоторых других элементов. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XIII, № 6, 1948.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит., 1950.
- Яковлева М. Е. Петрографическое исследование глин Трошинского месторождения на Восточном склоне Среднего Урала. В кн. «Вопр. петрогр. и минералогии». Изд. АН СССР, 1953.
- Янулов К. П., Чулкова И. В. Лейкоксен девонских песчаников Южного Тимана. Тр. Ин-та геологии (Коми фил. АН СССР), вып. 3, 1962.
- Allen V. T. Leucoxene problem. Bull. Geol. Soc. America, v. 60, No. 12, 1949.
- Coil F. Chemical composition of leucoxene in the Permian of Oklahoma. Amer. Mineralogist, v. 18, No. 1, 1933.
- Dick A. B. On Needles of Rutile in the Test of Bathesiphon argenteus. Trans. Edinburgh Geol. Soc., v. XII, 1928.
- Frederickson A. F. Mode of occurrence of titanium and zirconium in laterites. Amer. Mineralogist, v. 3, No. 5—6, 1948.
- Lapport J. De la teneur du titane dans les bauxites. Compt. Rend. Séances Acad. Sci., Paris, Nr. 22, 1930.
- McCartney P. C. A petrographic study of the Chester sandstones of Indiana. J. Sediment. Petrol., No. 1, 1931.
- McLoughlin R. I. W. Iron and titanium oxides in soil clays and silts. Geochim. et cosmochim. acta, v. 5, No. 2, 1954.
- Tyler S. A. and Marsden R. W. The nature of leucoxene. J. Sediment. Petrol., v. 8, No. 2, 1938.
- Zemlička L., Prispěvek k poznání geochemie titanu v jílových horninách. Věst. Ústřed. úst. geol., v. 29, № 5, 1954.

Казанский государственный
университет

Дата поступления
28.IV.1963

УДК 551.311.3

О ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЛЕДОВОМ ТИПЕ ЛИТОГЕНЕЗА

И. Н. СТЕПАНОВ

Снега и льды, как и все горные породы, подвержены физическому и биохимическому разрушению с образованием своеобразных продуктов выветривания. По мнению В. И. Вернадского, они являются самыми могучими факторами структуры биосферы, коренным образом меняющими ее вещество. Однако до сих пор они рассматривались лишь как механические факторы преобразования земной коры и при этом совершенно игнорировалось участие в этом процессе их химического состава. Причиной этого служит неправильное представление о снеге и льде как о телах химически чистых, однообразных, малоактивных.

Исследования последних лет убеждают в том, что снега и льды — весьма разнообразные по петрографическому составу осадочные горные породы, образующие при выветривании, помимо грубообломочного материала, карбонатный пылеватый мучнистый осадок лёссовидного облика. Только ледники Средней Азии в результате выветривания дают ежегодно 160 млн. т пылеватого мелкозема и 9 млн. т солей, из которых 960 тыс. т приходится на карбонаты кальция¹.

На поверхность снежников и ледников постоянно поступают преимущественно эоловым путем твердые органо-минеральные частицы — продукты выветривания близлежащих скал и осыпей. В самых чистых льдах ледников, однако, содержится в рассеянном состоянии от 0,5 до 2 г/л мелкозема, приуроченного обычно к пузырькам воздуха. Твердые частицы и пузырьки воздуха являются неотъемлемой составной частью снега и льда. Они находятся в активном взаимодействии, приводящем к их обоюдному изменению.

Пузырьки воздуха составляют 10—50% объема снежно-фирновых и ледниковых толщ и образуют локальные внутриснежниковые или внутриледниковые микроатмосферы. Газовый состав этих атмосфер заметно отличается от состава атмосферного и почвенного воздуха. Он содержит 1,8% CO₂ и столько же аргона, 34% кислорода. При плавлении снега и льда увеличивается концентрация азота.

Подобный микроклимат в местах скопления снега и льда весьма благоприятствует выветриванию минеральных частиц, рассеянных в их толще. Так, в условиях низких температур и насыщения воздуха CO₂ происходит ускоренное растворение карбонатов с образованием бикарбонатов, активно передвигающихся вместе с талыми водами по всей толще снега и льда.

Разрушение и растворение твердых минеральных частиц в толщах снега и льда приводит к изменению химических свойств последних. Действительно, снега и льды Средней Азии и Кавказа имеют преимущественно нейтральную или слабощелочную реакцию (рН 6,6—7,4), а ледники Гренландии — кислую (рН 6,6—4,9) (Gorham, 1958). Понятно, что длительное пребывание твердых минеральных зерен в кислом или щелочном снеге или льде определенным образом преобразует и их. Наблюдения показали, что минеральные частицы, содержащиеся в пузырьках воздуха льда ледников, имеют рыхловатую мучнистую поверхность, после удаления которой остается ядро, состоящее из неизменной горной породы того же состава, что и окружающие ледник скальные уступы.

Твердые минеральные частицы снега и льда находятся под постоянным воздействием химически активных талых вод. Капли талой воды содержат много агрессивной углекислоты, а также перекиси водорода — сильнейшего окислителя. Постоянно омывая минеральные зерна, едва заметные капли талой воды выносят образовавшиеся на поверхности минералов продукты выветривания, вновь предоставляя их обнаженное ядро разрушению.

Предел внутриснежикового или внутриледникового выветривания обусловлен, вероятно, равновесной системой, устанавливающейся между минералами и окружающими их местными микроатмосферами.

В выветривании минералов участвуют водоросли, грибы, бактерии, развитие которых достигает таких размеров, что они окрашивают поверхность снега и льда в различные цвета. Геоботаники выделяют особую зону низших растений окрашенных снегов и льдов. Доказано, что эти микроорганизмы являются активными разрушителями льдов (Палибин, 1925), а также обладают ферментативной способностью, в 1,5—2 раза превышающей таковую тех же штаммов, выделенных из почв (Красильников, 1956). Действительно, оставленные нами в красном снежнике аншлифы гранодиорита, гранита и кальцита через месяц уже имели сильно изъеденную частыми, глубиной до 0,1 мм, мелкими точками и пятнами, приуроченными к местам поселения колоний.

¹ Из расчета, что 1 км³ льда ледников содержит 1 млн. т мелкозема и 60 тыс. т солей, а ежегодный сток ледников равен 160 км³.

Сравнительные химические анализы чистого и окрашенного снега показали, что описываемые организмы обладают высокой избирательной способностью по отношению к железу. Образованные в телах микроорганизмов соли железа, в конце концов переходят в гидрогетит. Это подтверждается данными рентгеноструктурных анализов, показывающих наличие в составе ледниковой и снежниковой мути гидрогетита, обнаруженного в коллоидной фракции лёссов.

Мелкоземистые продукты выветривания снега и льда после их таяния образуют различные переотложенные формы наносов. Их состав в известной мере зависит как от величины pH, так и от ионно-солевого состава снега и льда. Так, например, на Кавказе преобладают гидрокарбонатно-натриевые, а на Тянь-Шане — гидрокарбонатно-кальциевые снега и льды, и это накладывает вполне определенный отпечаток на геохимическую природу этих ландшафтов.

В нейтральных или щелочных снежниках и ледниках, насыщенных солями кальция, мелкоземистый осадок при осаждении во время снеготаяния тотчас же теряет избыток CO_2 , что приводит к выпадению из раствора CaCO_3 , а это способствует склеиванию иловатых и цементации более крупных твердых частиц и закреплению осадка на месте.

В кислых снежниках и ледниках соли кальция в форме подвижных бикарбонатов уносятся с талыми водами. На поверхности склонов остается несцементированный, бескарбонатный, мелкоземистый материал, который в дальнейшем легко размывается и уносится дождевыми водами.

Характер переотложения продуктов выветривания зависит также от скорости выветривания горных пород — снега и льда. Снега, залегающие на склонах теневых экспозиций, разрушаются очень медленно, и выпадающий из них осадок постепенно проектируется на поверхности суши. При этом не происходит заметного смещения продуктов выветривания, и они формируют мощные мелкоземистые толщи.

На солнечных склонах активное разрушение снега и льда приводит к выносу продуктов выветривания в реки, а на месте остаются грубые обломки горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II, ч. I, 1933.
Иванов П. М. Перекись водорода в снежной воде. Метеорология и гидрология, № 9, 1958.
Красильников Н. А. Микрофлора высокогорных скальных пород и азотофиксирующая ее деятельность. Успехи соврем. биол., т. XI, вып. 2, 1956.
Палибин И. В. Микроорганизмы как разрушители полярных льдов. Изв. Центр. гидромет. бюро, вып. 5, 1925.
Gorham E. Soluble salts in a temperature glacier. Teluls, v. 10. No. 4, 1958.

Научно-исследовательский институт
лесного хозяйства
Ташкент

Дата поступления
29.VII.1964

УДК 552.581+552.584.3:551.781 (471.67)

ДИАТОМИТО-СПОНГОЛИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАГЕСТАНА

А. Г. АЛИЕВ, В. Л. ГАЛИН, Ф. Г. ШАРАФУТДИНОВ

До настоящего времени в мезозойско-кайнозойских отложениях Дагестана органогенные силицитовые образования обнаружены не были. В 1962 г. в результате детальных геологических исследований карбонатного комплекса пород верхнего мела и нижнего палеогена было установлено развитие кремнистых образований в дат-маастрихтской и эоценовой толщах. Эти толщи имеют значительное распространение в пределах Урминской синклинали известнякового Дагестана.

Эти образования ранее фактически не были изучены (Галин, 1962; Голубятников, 1940; Дробышев, 1951) и привлекли наше внимание вследствие их эпизодического распространения, своеобразных условий залегания, литологических особенностей вмещающей толщи, а также как полезное ископаемое, представляющее промышленное значение. Наибольший интерес в этом отношении имеют силицитовые породы эоценовой толщи, которые нами изучены сравнительно полно.

На всей территории Урминской синклинали эоцен (зеленая свита) представлен глыбово-конгломератовой толщей, мощностью 40—45 м (фиг. 1), залегающей несогласно.

на подстилающих мергельно-глинистых породах палеоцена (сероцветная свита) глыбово-конгломератовая толща представлена в основном известняками, образующими пласты, сложно деформированные подводно-оползевыми явлениями. В строении этой толщи принимают участие линзовидные пласты кремнистых мергелей, стяжения кремня и прослои песчано-глинистых известняков. В средней ее части, примерно на одном стратиграфическом уровне, располагаются линзовидные (6—12×30—40 м) пласты однородной, почти белой тонкослоистой, местами косослоистой силицитовой породы (фиг. 2). Эта порода неравномерно распределена в толще эоцена.

Наиболее детально она изучена в долине р. Хала-Горк, где прослежено шесть крупных линз. В шлифах видно явное преобладание спикул кремневых губок (от 20 до 50%), обилие обломков скелетов диатомовых водорослей (5—15%) при подчиненном значении (2—3%) радиолярий. В некоторых образцах наблюдается много фораминифер (5—10%) аммодискусов, глобигерин, гломоспир, спирилин и др., встречаются единичные иглы морских ежей. В породе рассеяны микрозернистые агрегаты кальцита в виде комочков заполнений и ядер кремневых организмов и раковин фораминифер. Терригенные минералы (1—2%) представлены единичными зернами кварца, полевых шпатов, мусковита и гидростлюд.

Гранулометрический состав пород следующий: песчаная фракция до 1%; алевритовая 65—66%, пелитовая 33—34%.

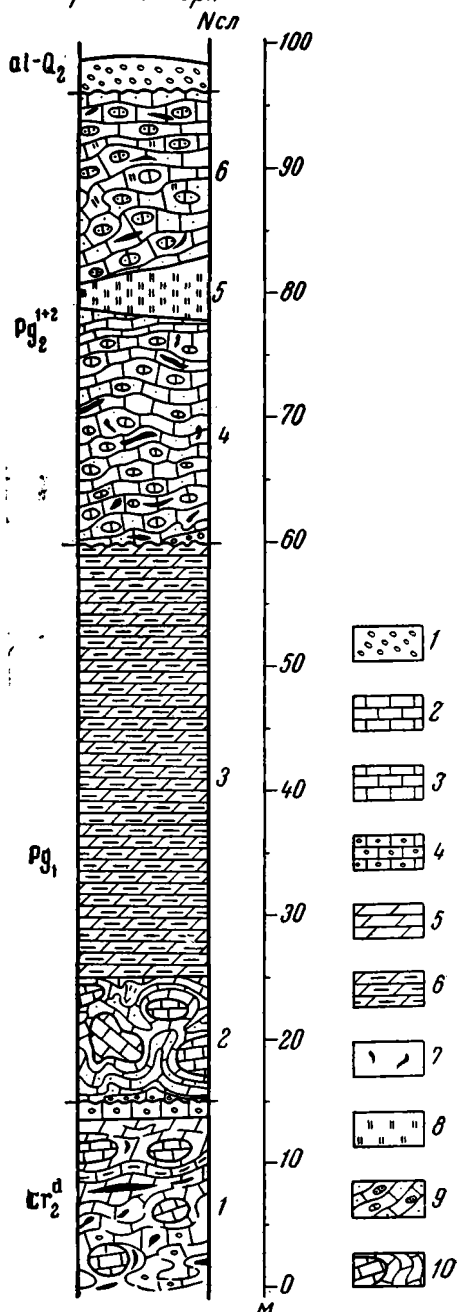
Объемный вес породы 1,1—1,4 г/см³, удельный вес 2,35 г/см³. Коэффициент открытой пористости (по И. А. Преображенскому) 32—38%, а общая пористость (по Мельчеру) достигает 50%. Карбонатность породы в среднем составляет 16% при колебаниях в различных образцах от 13 до 19,7%.

Фиг. 1. Разрез палеоцен-эоценовых отложений по р. Хала-Горк Нагорного Дагестана.

1 — аллювиальные галечники; 2 — известняки; 3 — песчанистые известняки; 4 — конгломератовидные известняки; 5 — мергели; 6 — глинистые мергели; 7 — стяжения и линзы кремня; 8 — диатомито-спонголиты; 9 — глыбово-конгломератовые известняки; 10 — ископаемые глыбовые внедрения известняков и подводно-оползневые деформации

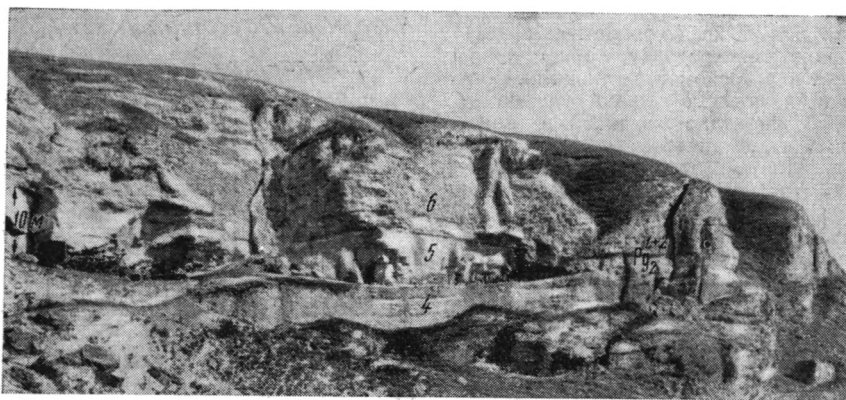
Нагорный Дагестан

р. Хала-Горк



Химический состав диатомито-спонголита следующий (%):

SiO ₂	60	TiO ₂	0,16	SO ₃	1,34
CaO	11	P ₂ O ₅	0,07	K ₂ O	0,88
Al ₂ O ₃	6,7	MnO	0,03	Na ₂ O	1,18
Fe ₂ O ₃	1,05	MgO	2,3	П.п.п.	15
FeO	0,28				

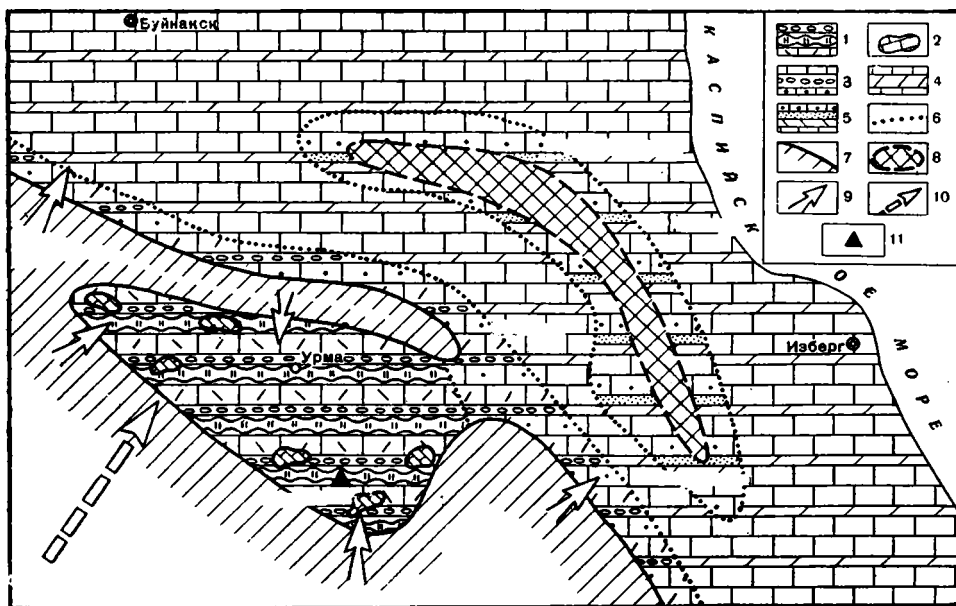


Фиг. 2. Эоценовые отложения в долине р. Хала-Горк.

На переднем плане линзовидный пласт (5) диатомито-спонголита. Номера слоев на фиг. 2 отвечают номерам на фиг. 1

На основании петрографических исследований и химического анализа было установлено, что интересующая силицитовая порода занимает промежуточное положение между спонголитами и диатомитами, в общей степени приближаясь к первым.

Локальная приуроченность диатомито-спонголитовых образований к Урминской синклинали Нагорного Дагестана объясняется своеобразием литогенеза в данной части эоценового бассейна. Этот бассейн был в значительной степени дифференцирован на области поднятия и опускания с общей регрессивной тенденцией во времени (Галин, 1959). В связи с этим на некоторых участках, таких как Урминская синклиналь, существовали изолированные сравнительно мелководные водоемы типа морских заливов. Геологическое развитие этих водоемов проходило в три основных этапа.



Фиг. 3. Типы отложений зеленой свиты эоцена известнякового Дагестана.

1 — кремнистые известняки, конгломераты, диатомито-спонголиты; 2 — глыбовые внедрения известняков датского и маастрихтского ярусов; 3 — песчаные известняки, конгломераты, кремнистые известняки; 4 — пелитоморфные известняки и мергели; 5 — песчаные известняки, мергели, песчаники; 6 — границы типов отложений; 7 — предполагаемая область сноса карбонатно-терригенного материала (суша); 8 — островные поднятия; 9 — направления сноса обломочного материала; 10 — предполагаемое направление воздушной транспортировки вулканических пеплов; 11 — положение описанного разреза (фиг. 1)

Первый этап регрессивный. Он характеризовался накоплением глыбово-конгломератовых толщ, осложненных подводно-оползневыми деформациями и содержащих линзовидные пласты и стяжения кремня (см. фиг. 1, слои 1 и 2). Второй этап характеризовался затишьем тектонических движений, ингрессивностью бассейна и резким сокращением сноса обломочного материала. В это время Урминская впадина представляла собой или изолированный морской водоем, или же залив с затрудненными условиями связи с открытым эоценовым бассейном. Этот водоем был мелководным с небольшой гидродинамической активностью водной среды. Кремнезем поступал в него в виде вулканического пепла, транспортируемого воздушным путем из вулканических очагов Малого и отчасти Большого Кавказа (Страхов, 1962; Хаин, 1950) (фиг. 3). Эти пеплы дали впоследствии тонкие прослои флоридиновых глин, входящие в состав зеленой свиты Дагестана.

Пышный расцвет диатомей, радиолярий и губок способствовал массовому накоплению кремнистого материала, преобразованного в стадии диагенеза в сравнительно мощные пласты диатомито-спонголитов, распространенных только в пределах Урминской синклинали.

Третий этап весьма близок к первому и характеризуется активизацией тектонических движений в пределах осушенных участков Дагестана с общей регрессией бассейна. В этот отрезок времени в Урминском водоеме при общем его обмелении происходит накопление глыбово-конгломератовой толщи карбонатных пород, содержащей тонкие линзовидные прослои диатомито-спонголитов.

Таким образом, локальное накопление диатомито-спонголитов в Урминской синклинали явилось результатом чередования то усиления, то ослабления тектонических движений в сочетании с благоприятными палеогеографическими факторами накопления кремнистых пород.

В заключение следует отметить, что описанные кремнистые породы, являющиеся уникальными образованиями в разрезе кайнозоя Дагестана, представляют не только геологический интерес, но и могут найти широкое применение в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Галин В. Л. История геологического развития Губденского тектонического выступа в палеогеновое время. В сб. «Вопр. геол. и разведки мезо-кайнозойских отложений Северо-Восточного Предкавказья и Ставрополья». Чечено-Ингушское республиканское направление НТО нефтяной и газовой промышленности. Грозный, 1959.
- Галин В. Л. Литолого-фациальные особенности верхнемеловых отложений Южного Дагестана. Тр. ГрТКЗНИ, сб. № 26. Грозный, 1962.
- Голубятников В. Д. Геология и полезные ископаемые третичных отложений Дагестана. Тр. ЦНИГРИ, вып. 131, 1940.
- Дробышев Д. В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном склоне Кавказа. Гостоптехиздат, 1951.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1962.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.

Дагестанский университет
Махачкала

Дата поступления
11.V.1963

УДК 552.52 : 551.735.2 (477.6)

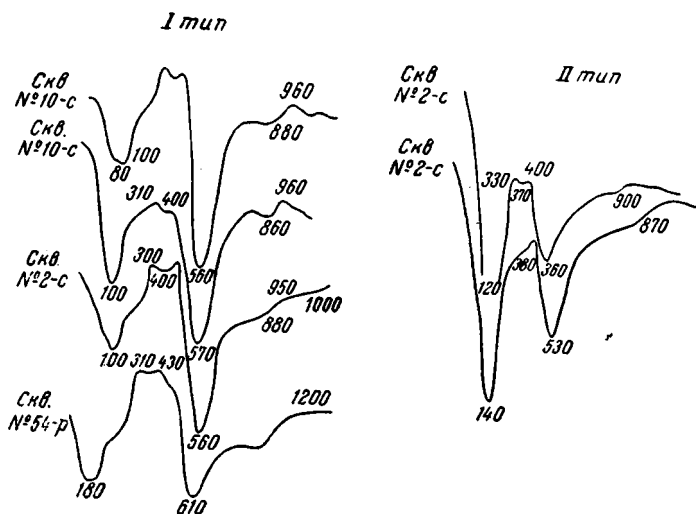
ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО КАРБОНА ОБЛАСТИ, ПЕРЕХОДНОЙ ОТ ДОНБАССА К ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

С. В. ЛИТВИН, М. Е. ДОЛУДА

Отложения верхнего карбона области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине, являются весьма перспективными на нефть и газ. (Воробьев, 1961). Промышленная нефтегазоносность некоторых структур уже установлена. В связи с этим изучение глинистых пород и глинистой фракции в песчаниках представляет интерес с точки зрения более детальной характеристики минерального состава пород, а также выяснения влияния глинистой фракции различного минерального состава в песчаниках на их коллекторские свойства.

Среди отложений верхнего карбона (свиты C_1^3 , C_2^3 и C_3^3) глинистые породы составляют примерно третью часть разряда. Пласты и прослои различной мощности

от крупных (до 30 м) до небольших пропластков залегают в виде линз среди алевроитовых и песчаных пород. Крупные глинистые пачки обычно прослеживаются вблизи горизонтов наиболее мощных и хорошо выдержанных известняков. Наибольшее количество глинистых пластов и прослоев приурочено к исаевской свите (C_3^1), а наименьшее — к авиловской (C_3^2) (Долуда и др., 1962). Глинистые породы описываемой толщи в пределах рассматриваемой площади залегают на глубинах от 1000 до 3500 м. В связи с этим они довольно сильно различаются по степени уплотненности. Среди них могут быть выделены следующие разновидности: глины уплотненные, глины аргиллитоподобные и аргиллиты. Глины уплотненные прослеживаются до глубины 1000—1500, аргиллитоподобные до 1000—2500, аргиллиты на глубинах свыше 1500—2500 м. Наиболее уплотнены глинистые породы вблизи складчатого Донбасса (Спиваковская, Славянская и другие структуры), наименее — на северном борту впадины (Северо-Голубовская, Шевченко-Торская и др.).



Кривые нагревания глинистых пород.

I тип — каолинитово-гидроглинистые; II тип — каолинитово-монтмориллонитово-гидроглинистые

Данные гранулометрического анализа и микроскопического изучения показывают, что почти все глинистые породы верхнего карбона содержат примесь алевроитового материала от 5 до 45%. Хорошо отмученные глины часто содержат тонкозернистый карбонатный материал, рассеянный в глинистой массе или сконцентрированный в конкрециях, а также слагающий скелетные остатки различных организмов. Текстуры глинистых пород верхнего карбона самые разнообразные. Наиболее часто в них наблюдается тонкая горизонтальная и горизонтально-волнистая, иногда скрытая слоистость, а также текстуры переслаивания. Реже встречаются пятнистая и комковатые текстуры, в большинстве случаев возникшие уже после отложения осадка.

Минеральный состав глинистых пород неоднородный. Глинистые минералы, составляющие 40—80% пород, изучались во фракциях меньше 0,001 мм различными методами. В связи с тем, что глинистые породы составляют значительную часть разреза карбона, необходимо было исследовать большое количество образцов. Поскольку все они не могли быть изучены такими точными методами, как рентгенографический анализ, то вначале было произведено окрашивание их органическими красителями по методу М. Ф. Викуловой (1957) с целью объединения образцов в группы близкого состава. Из выделенных групп затем отбирались образцы, характеризующие части разреза и все установленные для них литогенетические типы. Последние подвергались изучению оптическим, термическим и рентгенометрическим методами. Кривые нагревания и обезвоживания образцов были получены на установке ФПК-1, при скорости нагрева 18—20 град/мин.

Рентгенометрические исследования глинистых минералов производились на дифрактометре УРС-50И и рентгеновской установке УРС-70. Для уточнения полученных данных некоторые образцы снимались после нагревания их в течение 30 мин. до 550° или обработки теплой 10%-ной HCl или этиленгликолем.

Таблица 1

Рентгенографическая характеристика глинистых пород верхнего карбона

1		2		3		4		5	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
10	13,2	3	12,61						
6	10,0			10	10,1	10	10,03	6	9,81
10	7,3	3	7,36	10	7,1	7	7,30	8	7,36
1	5,6								
5	5,01	5	5,20						
10	4,51			10	4,48	10	4,46	6м	4,43
2	4,30								
1	3,98								
5	3,54	10	3,55	3	3,53	5	3,59		
9	3,37	8	3,28	9	3,29	5	3,33	10	3,29
2	2,99					1р	3,19		
8	2,83	2	2,88	8	2,81	6р	3,00		
8	2,58			10	2,57	7	2,81	2	2,79
2	2,47			1	2,45	10	2,56	8	2,55
						6ш	2,36	2	2,36
3	2,38	2	2,25	2ш	2,37	1р	2,24		
2	2,13			2ш	2,12	4	2,11		
8	1,99	8	1,96	8	1,98	7ш	1,95		
4	1,81			1	1,87	2	1,87		
2	1,70			2р	1,68	7	1,80		
6м	1,65	4	1,66	6м	1,65	10	1,64	2	1,66
3	1,54	4	1,51	2р	1,53	10	1,50		
10	1,40			10	1,49	3	1,37	4	1,41
2	1,36	4	1,34	1	1,42	3	1,33	2	1,27
6	1,29			1	1,37	9	1,29		
4	1,15			5ш	1,28	2р	1,24	4	1,19
				2ш	1,24	2р	1,18		

Примечания: 1, 2 — Шевченковская площадь, каолинитово-монтмориллонитово-гидрослюдистые глины; 3, 4, 5 — Шебелинская площадь, каолинитово-гидрослюдистые глины.

Наибольшее внимание уделялось изучению на дебаграммах области с малыми углами (3—30°)¹. Рентгенограммы расшифровывались по рентгенометрическому определителю (Михеев, 1957) и некоторым специальным работам (Викулова, 1957; Грим, 1956; Рентгеновские методы определения минералов глин, 1955). Химические анализы фракции менее 0,001 мм производились по общепринятой методике.

Согласно данным комплексного изучения, глинистые минералы глин верхнего карбона представлены гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом. Количественные соотношения этих минералов сильно колеблются. Смешанный состав глинистых минералов затрудняет их диагностику и выделение определенных минеральных типов глинистых пород. Среди них можно выделить два основных типа: 1) каолинитово-гидрослюдистый; 2) каолинитово-монтмориллонитово-гидрослюдистый.

Рентгенографические исследования глинистых пород первого типа показывают, что наиболее интенсивными рефлексами у них являются базальные отражения с межплоскостным расстоянием 10,03 и 7,14 Å, соответствующие отражениям (001) первого порядка каолинита и гидрослюды (гидромусковита), а также базальные отражения этих минералов второго порядка с межплоскостным расстоянием 3,55—3,58 кХ и 3,32—3,34 Å (табл. 1). Линии гидрослюды сохраняются на дебаграммах образцов глинистых пород после нагревания их до 550°.

Термические исследования методом дифференциальных кривых также подтверждают такую интерпретацию их состава. Кривые нагревания глин первого типа (фигура) характеризуются эндотермическими эффектами при температуре 120—180, 550—600 и 850—950°. Причем первые два имеют примерно одинаковую интенсивность, а третий более слабый, иногда совсем незаметный. В некоторых случаях наиболее интенсивным является эндотермический эффект при температуре 550—600°.

¹ В качестве контрольных были исследованы три образца глин на кафедре кристаллографии Ленинградского университета под руководством В. А. Франк-Каменецкого.

Химический состав глинистых пород первого типа характеризуется высоким содержанием K_2O ($>4\%$), что является наиболее обычным для гидрослюдистых глин (табл. 2). Отношение молекулярных количеств $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,7-3,0$. Показатели преломления глинистых минералов в ориентированных препаратах из фракции $<0,001$ мм в глинах первого типа колеблются в следующих пределах: N_g от 1,571 до 1,575 и N_p от 1,543 до 1,573. Метиленовым голубым эти глины окрашиваются в фиолетово-синие тона, устойчивые при добавлении электролита. Солянокислым бензидином не окрашиваются или дают бледно-голубую окраску, неустойчивую и исчезающую при высыхании суспензии. Глинистые породы каолинитово-гидрослюдистого состава встречаются во всем разрезе верхнего карбона рассматриваемой площади, но преобладают на Шебелинской, Спиваковской и Славянской структурах.

Таблица 2

Химический состав фракции $<0,001$ мм глинистых пород верхнего карбона

Компоненты	Каолинитово-гидрослюдистый				Каолинитово-монтмориллонитово-гидрослюдистый				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	200-р, 3067— 3070	200-р, 3339— 3349	50-р, 2252— 2260	5-р, 1888— 1891	14-с, 979—986	14-с, 884—889	14-с, 835—846	2-с, 1001—6	2-р, 1523—1530
SiO_2	45,40	46,70	47,0	47,08	51,68	50,02	50,58	52,51	52,88
Al_2O_3	27,50	30,00	25,35	27,23	25,00	25,82	26,19	22,51	22,56
TiO_2	0,97	0,87	0,80	0,98	He опр.	0,80	0,75	0,53	1,66
Fe_2O_3	7,08	4,88	6,60	7,04	6,40	6,88	6,56	7,55	6,28
MgO	2,93	2,02	4,18	2,89	2,14	2,95	2,93	3,12	3,23
CaO	1,10	0,75	1,25	1,40	0,80	1,15	1,00	0,49	1,10
K_2O	4,40	4,60	4,30	3,56	2,62	2,81	2,90	2,72	2,60
Na_2O	0,68	0,93	1,15	0,74	1,52	0,74	1,90	0,71	2,23
MnO	0,07	0,01	0,02	0,05	He опр.	0,02	—	0,02	0,03
SO_3	0,51	0,50	0,41	0,46	—	0,36	0,41	—	0,65
П. п. п.	9,70	9,30	8,20	9,10	8,02	8,60	8,24	7,05	8,44
Сумма	100,35	100,56	100,26	100,53	98,18	100,15	100,46	97,23	100,66

Примечания. Площади: 1, 2, 3 — Шебелинская; 5, 6, 7, 8 — Шевченковская; 4, 9 — Северо-Голубовская; 200-р номер скважины; 3067—3070—голубина отбора пробы (м).

Глинистые породы каолинитово-монтмориллонитово-гидрослюдистого состава при рентгенографических исследованиях дают первое отражение с межплоскостным расстоянием около 10—15 Å, при насыщении этиленгликолем появляется четкий рефлекс, отвечающий 16 кХ, что указывает на присутствие в их составе монтмориллонита. В то же время интенсивность первого базального отражения каолинита (7,12 кХ) в них значительно слабее. Линии, отвечающие базальным отражениям гидрослюды (9,8—10,9 и 3,28—3,34 кХ), на дебаеграммах глин второго типа остаются по-прежнему наиболее интенсивными и при насыщении этиленгликолем своего положения не изменяют.

Химические анализы образцов глин второго типа показывают увеличение содержания SiO_2 , вследствие чего отношение молекулярного количества $SiO_2 : Al_2O_3$ возрастает до 3,5 (см. табл. 2). Содержание K_2O уменьшается, а количество Na_2O возрастает. Кривые нагревания и обезвоживания показывают выделение значительной части H_2O при температуре 180—200°. Показатели преломления ориентированных агрегатов глин второго типа колеблются в пределах: N_g 1,567—1,540, а N_p 1,552—1,520. При окрашивании глинистых минералов солянокислым бензидином наблюдается довольно устойчивая синяя окраска. Метиленовый голубой окрашивает их в фиолетово-синие тона, которые при добавлении электролита изменяются на голубовато-зеленые.

Необходимо отметить, что на некоторых дебаеграммах отмечалось смещение линии 10 кХ в сторону больших межплоскостных расстояний. Такое смещение обычно объясняется присутствием смешанно-слоистых структур, состоящих из неупорядоченных слоев гидрослюды и монтмориллонита (Грим, 1956; Рентгеновские методы определения минералов глин, 1955). Исходя из этого, можно предположить, что монтмориллонит в породах верхнего карбона не является механической примесью, а скорее всего в сочетании с гидрослюдами дает образование со смешанно-слоистыми структурами. Это в некоторой степени подтверждается приуроченностью глинистых пород второго типа преимущественно к морским и реже заливно-лагунным отложениям. Интересно, что при-

существование монтмориллонита было установлено в отложениях Шевченковской, Краснопоповской и Северо-Голубовской структур, характеризующихся, как уже упоминалось выше, наименьшей степенью уплотненности пород, хотя аналогичные фациальные типы глин прослеживаются и в других районах, но с признаками глубинного эпигенеза. Последнее объясняется, очевидно, тем, что в условиях повышенных давлений и температуры происходит дегидратация монтмориллонита и сужение его решетки по оси c до межплоскостного расстояния, свойственного гидрослюдам (10 кХ). При этом калий, поступающий из поровых и грунтовых растворов, вытесняет другие основания и закрепляется в решетке минерала. Этот процесс изменения монтмориллонита был описан А. Г. Коссовской (1962) в отложениях мезозойского комплекса Верхоянья, а также прослежен экспериментально (Рентгеновские методы исследования минералов глин. 1955).

Кроме перечисленных минералов, в глинистых породах верхнего карбона установлены карбонаты, сульфаты, сульфиды железа, окислы и гидроокислы железа, хлорит, кварц, мусковит, единичные зерна акцессорных минералов. Интересно, что хлорит в виде тонкодисперсных частиц обнаруживается рентгенографическим и оптическими методами главным образом в аргиллитоподобных глинах и аргиллитах Шебелинской, Спываковской и Славянской площадей, т. е. в зоне, где осадочные породы верхнего карбона подверглись значительному изменению в стадию эпигенеза (Долуда и др., 1961).

Как показали исследования, минеральный состав глинистых пород в некоторой степени отражает фациальные особенности их осадконакопления. Исследованные глинистые породы относятся к образованиям, отложившимся в условиях мелкого моря, заливов, лагун, прибрежно-морских озер, а также в долинах рек (?) и заболачивающихся водоемов.

Глинистые породы, образовавшиеся в морских условиях, характеризуются хорошей отмученностью, присутствием примеси пелитоморфного кальцита, небольшим содержанием органического вещества. В них часто встречается стеногалинная фауна (фораминиферы, брахиоподы, криноидеи). Состав глинистых минералов преимущественно гидрослюдистый с примесью каолинита и монтмориллонита.

Глинистые породы заливов и лагун характеризуются гораздо большим содержанием растительного материала и эвригалинной фауны (пелециподы, остракоды). Они содержат обычно карбонаты из группы сидерита и доломита. В них отмечается повышенное содержание пирита (восстановительные условия) или окислов и гидроокислов железа (окислительная обстановка), нередко присутствуют микроконкреции барита. Состав глинистых минералов преимущественно каолинитово-гидрослюдистый. Монтмориллонит встречается лишь в единичных образцах. Глинистые породы такого типа имеют наибольшее распространение и присутствуют во всем разрезе верхнего карбона рассматриваемой площади. Глинистые породы заболачивающихся водоемов имеют каолинитово-гидрослюдистый состав.

Таким образом, детальное минералогическое-петрографическое изучение глинистых пород верхнего карбона показало, что основная масса глинистых минералов в их составе является обломочными компонентами, что подтверждает взгляды Н. М. Страхова (1962), М. В. Ратеева (1956) и других на их преимущественно аллотигенное происхождение. В то же время в их составе присутствуют и аутигенные минералы (монтмориллонит при диагенезе и гидрослюда в зоне эпигенеза). Это показывает, что образование глинистых минералов возможно в различных условиях, и поэтому, очевидно, более правильно предполагать их смешанный генезис, как это делает А. Г. Коссовская (1962).

Различную степень изменения глинистых пород в стадию эпигенеза необходимо учитывать при поисково-разведочных работах на нефть и газ в пределах области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине, особенно при выяснении нефте- и газоупорных толщ среди каменноугольных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Викулова М. В. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Воробьев Б. С. Стратиграфические уровни нефтегазонакопления в Днепровско-Донецкой впадине. Нефтяная и газ. промышл., № 2, 1961.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн. «Вопр. минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд. иностр. лит., 1956.
- Долуда М. Е., Литвин С. В. О вторичных сульфатах в отложениях карбона Шебелинской и сопредельных структур. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1961.
- Долуда М. Е., Литвин С. В., Погребняк В. А. К литологии и стратиграфии верхнего карбона области, переходной от Донбасса к Днепровско-Донецкой впадине. Докл. АН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья. Изд. АН СССР, 1962.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. 1957.

- Ратеев М. В. Распределение глинистых минералов в верхнеживетских и нижнежигровских отложениях Русской платформы. Вopr. минерал. осадкообраз., кн. 3—4. Львов, 1956.
- Рентгеновские методы определения минералов глин. Сб. статей, Изд. иностр. лит., 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—II. Изд. АН СССР, 1962.
- Франк-Каменецкий В. А. Смешанно-слоистое строение и изоморфизм минералов глин. Докл. к Междунар. конгр. по изуч. глин, 1960.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт природного газа
Харьков

Дата поступления
1.IV.1963

УДК 551.311.6:551.734 (471.45)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРИСТОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ)

П. А. КАРПОВ

В настоящей статье обобщаются данные, полученные в связи с изучением одно-возрастных и фациально не изменяющихся терригенных отложений девонского возраста, залегающих на глубинах от 100 м в присводовой части Воронежского свода до 3500 м в погруженных участках его восточного склона, насыщенных глубокометаморфизованными хлор-кальциевыми водами на всех глубинах, начиная с 200—300 м. Учитывая однотипность всех остальных условий, влияющих на пористость (Копелиович и др., 1961), представляется возможным проследить изменение пористости различных пород в зависимости только от одной составляющей — глубины их залегания.

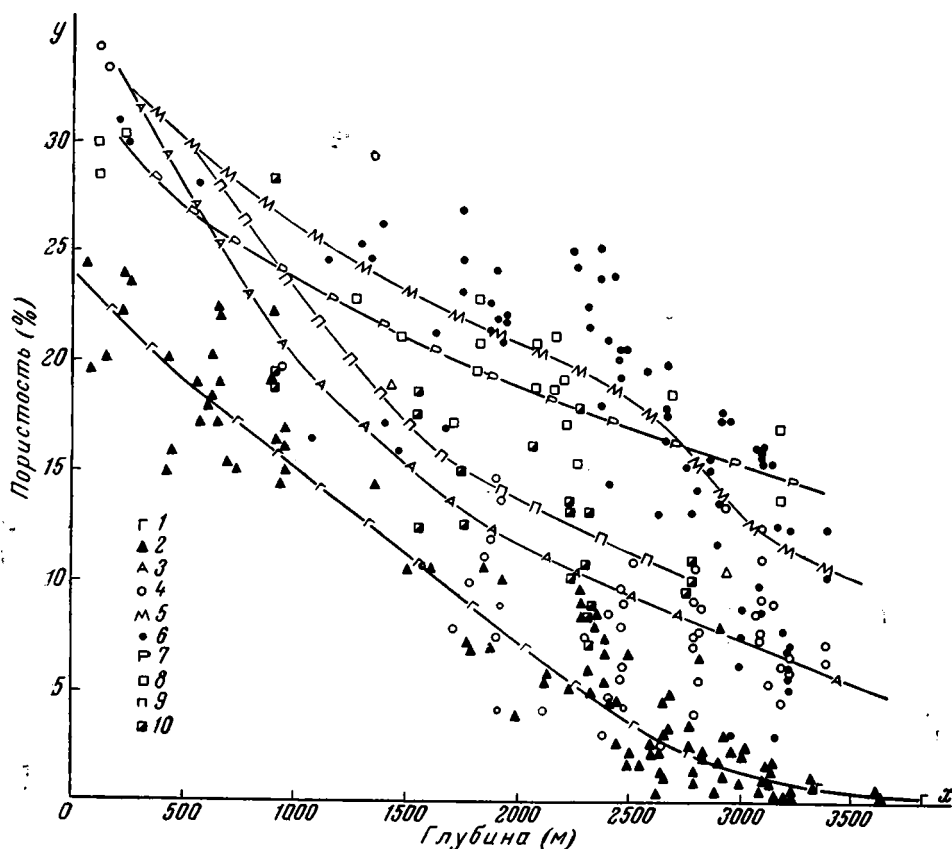
Методика изучения заключалась в измерении физических свойств пород лабораторными методами и прослеживании катагенетических (Страхов, 1959) процессов в шлифах.

Чтобы учесть только причины, влияющие на пористость, обусловленные глубиной залегания пород, и исключить первичные, литолого-фациальные факторы, сравнению подвергались образцы, которые либо совсем не содержали сингенетического (глинистого и т. д.), достоверно диагенетического (сидеритового, шамозитового и т. д.) цемента, либо содержали его в незначительном количестве (не больше 2—5%).

Анализировались следующие типы пород: 1) тонкоотмученные глины, аргиллиты; 2) кварцевые, хорошо отсортированные, крупнозернистые алевролиты, алевролиты (средний размер зерна $M_a=0,05—0,09$ мм, коэффициент сортировки $\sigma=0,01—0,08$); 3) кварцевые, хорошо отсортированные, мелкозернистые пески и песчаники ($M_a=0,1—0,25$ мм, $\sigma=0,02—0,1$); 4) кварцевые и кварцевые с каолинитом средне- и крупнозернистые пески и песчаники ($M_a=0,25—1$ мм, $\sigma=0,1—0,5$), называемые далее разнозернистыми; 5) полимиктовые, туфогенные песчаники, состоящие в основном из обломков эффузивов, основного и среднего состава, вулканического стекла, полевых шпатов и кварца ($M_a=0,25—1$ мм, $\sigma=0,2—0,56$); 6) аркозовые крупнозернистые песчаники сероцветной толщи, подстилающей морсовский горизонт и залегающей на породах фундамента.

Первые три типа пород характерны для живетских и пашийских отложений северной половины области, четвертый тип обычен для верхнего девона, начиная с семилукского горизонта; полимиктовые песчаники прослеживаются в пашийском горизонте южной половины области; аркозовые песчаники сероцветной толщи раннеэфельского (?) или рифейского (?) возраста развиты в пределах Доно-Медведицкого вала.

Для всех перечисленных выше типов пород, кроме аркозовых песчаников, были построены графики зависимости пористости от глубины залегания (фигура). Из кривых зависимости видно, что по интенсивности снижения пористости названные типы пород, исключая полимиктовые песчаники, располагаются в порядке увеличения среднего размера зерен: аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники, разнозернистые песчаники. Действительно, если начальная пористость всех перечисленных выше пород на глубине 100—300 м 24—35%, то на глубине 3000—3200 м средняя пористость их соответственно 2, 8, 11 и 14%. Из этих цифр видно, что аргиллиты на указанном отрезке глубин снижают пористость в 12 раз, алевролиты в 4 раза, мелкозернистые песчаники в 3 раза, разнозернистые песчаники в 2 раза.



Зависимость пористости терригенных пород девона от глубины залегания.

1—2 — глины, аргиллиты; 3—4 — алевриты кварцевые; 5—6 — песчаники мелкозернистые, кварцевые; 7—8 — песчаники разномзернистые (крупно- и среднезернистые), кварцевые и каолинитово-кварцевые; 9—10 — песчаники полимиктовые

Снижение пористости глинистых пород от 24% на глубине 100—300 м до 1—2% на глубине 3200 м происходит постепенно, без резких отклонений от средних значений для данных глубин. Со снижением пористости уменьшается и пластичность глин. В результате погружения они изменяются от листоватых глин, размокающих в воде (глубина 100—500 м), до практически неразмокающих аргиллитов (глубина 3000 м). При этом каких-либо изменений в структуре и минеральном составе глинистых пород не наблюдается.

Наиболее существенные изменения глинистых пород намечаются на глубине 3000—3500 м, где их пористость (1—1,5%) становится соизмеримой с пористостью известняков. Может быть, не случайно на этой глубине впервые для девонских отложений Волгоградской области в сильно известковых аргиллитах были замечены залеченные кальцитом тектонические трещинки, параллельные оси зерна. Трещинки прослеживались по всей длине зерен (1 м), толщина их измерялась десятками долями миллиметра. До глубины 3393 м подобной трещиноватости в аргиллитах (в том числе и в известковых) не отмечалось.

Как показало изучение шлифов, снижение пористости песчано-алевритовых пород с глубиной происходит, с одной стороны, за счет сближения зерен, с образованием характерных конформных (выпукло-вогнутых) контактов (Копелиович, 1958), с другой — за счет выполнения пор катагенетическими минералами. Выяснилось, что количество конформных контактов в кварцевых песчаниках растет пропорционально расстоянию от земной поверхности и на глубине 3200 м для кварцевых мелкозернистых песчаников достигает 80% от всех контактов зерен в породах. Песчаники приобретают характерную конформную или конформно-регенерационную структуру (Копелиович, 1958; Копелиович и др., 1961).

Наиболее достоверно связь между глубиной залегания и эпигенетическими минералами выявлена для вторичного кварца.

Силицитизация в песчаниках различного типа, залегающих на глубинах до 2500 м, проявляется в виде узких каемок вторичного кварца вокруг какого-нибудь участка обломочного кварцевого зерна с образованием цемента контактного типа. На глубинах свыше 2500 и особенно свыше 2700—2800 м регенерированный кварц во многих случаях (но не всегда) почти полностью заполняет все поры пород. Образуются кварцитовидные алевролиты и мелкозернистые песчаники. При этом окварцовываются в первую очередь относительно мелкозернистые породы. В результате этого часто на одной и той же площади кварцитовидные алевролиты и песчаники чередуются с песчаниками, почти лишенными достоверно определенного регенерированного кварца. Последние на глубинах 1700—1800 м являются по существу уплотненными песками, а на глубинах 3000 м и более они по плотности не уступают песчаникам (пористость 14—15%), но скрепление зерен в них достигается в основном благодаря наличию конформных контактов.

Довольно значительное отклонение крайних значений пористости алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников на больших глубинах от средних величин объясняется неравномерным окремнением этих пород.

В полимиктовых и полевошпатово-кварцевых песчаниках вторичный кварц на изменение пористости с глубиной не оказывает существенного влияния, уступая место вторичному кальциту и хлориту. Увеличение содержания двух последних минералов с глубиной с достоверностью отмечено для полимиктовых песчаников пашийского возраста. Так, если на глубине 800—900 м количество эпигенетического кальцита в них достигает 2—3, редко 10%, а на глубине 1400—1800 м 3—6, редко 20%, то на глубине 2300—2500 м оно составляет 3—10 и даже 35%.

Между вторичным каолинитом, ангидритом, доломитом, анатазом, пиритом, а также же другими минералами и глубиной залегания такой зависимости установить не удалось. Все они были прослежены на глубинах от 100—300 до 3200 м без заметного количественного изменения при выбранных методах подсчета. Вместе с тем легко наблюдается приуроченность названных минералов к определенному литолого-фациальному типу пород. Так, например, каолинит развивается в первоначально полевошпатово-кварцевых породах, замещающая плагиоклазы; ангидрит и доломит встречаются там, где они имеются в покрывающих или подстилающих карбонатных отложениях.

Приуроченность к определенному типу пород отмечается и для тех катагенетических минералов, для которых твердо установлена связь с глубиной залегания. Например, регенерационный кварц приурочен в основном к кварцевым, а хлорит и кальцит — к полимиктовым, отчасти к полевошпатово-кварцевым песчаникам.

Интерес представляют процессы микроклинизации. Вторичный микроклин развит только в аркозовых крупнозернистых песчаниках сероцветной толщи. В песчаниках этой толщи с глубины 3100—3200 м (скв. № 74 Паникской площади) встречается прослой, в которых, наряду с кварцевым, ангидритовым, кальцитовым цементами, развит катагенетический микроклин. Последний разрастается вокруг обломочных зерен этого минерала. Микроклинизация сопровождается интенсивным окремнением с образованием не только конформных, инкорпудационных (Копелиович, 1958), но и микростилолитовых контактов между зернами. Аркозовые песчаники подобного типа вскрыты примерно на одних и тех же однозначных глубинах (2600—3400 м), поэтому проследить изменение пористости и характер катагенетических процессов с глубиной для них не удалось (пористость их колеблется в пределах 2—7%). Оба процесса по своей интенсивности отличаются от катагенетических изменений, наблюдаемых в фаунистически охарактеризованных девонских отложениях области, и вместе с тем напоминают процессы, описанные А. В. Копелиовичем (1958) для песчаников могилевской свиты, В. Д. ШUTOVым (1960), М. М. Веселовской и др. (1962) для рифейских отложений Русской платформы. Учитывая то, что возраст сероцветной толщи не установлен, остается неясным, с чем связаны процессы микроклинизации: с большой глубиной залегания (3000 м) или с более длительным, чем для фаунистически охарактеризованных девонских пород, временем катагенеза. Однако достоверным является присутствие вторичного микроклина в наиболее древних породах, содержащих обломочные зерна этого минерала.

Таким образом, устанавливается тесная связь между катагенезом, глубиной залегания и минеральным и гранулометрическим составом пород.

Большинство авторов, изучавших изменения пород в стадии катагенеза, выделяют две зоны, отличающиеся по степени изменений минералов и пористости пород, — начальную и глубинную. По совокупности признаков, описанных А. В. Копелиовичем и др. (1961) (образованию конформно-регенерационных и инкорпудационных структур, низкой пористости и другим катагенетическим изменениям), к зоне глубинного катагенеза (эпигенеза, по А. В. Копелиовичу и др.) с достоверностью можно отнести только аркозовые песчаники сероцветной толщи (средняя пористость 3,5%).

Фаунистически доказанные девонские породы претерпевают лишь начальный этап глубинного катагенеза. Если условную границу между начальным и глубинным ката-

генезом для девонских пород провести по появлению часто встречающихся окремнелых или кальцитизированных прослоев алевролитов и песчаников и трещиноватых аргиллитов, то она пройдет на следующих уровнях: для кварцевых алевролитов и полимиктовых песчаников живетского и пашийского возрастов — на глубине 2500—2600 м, для кварцевых мелкозернистых песчаников того же возраста — на глубине 2800—3000 м, для разнотернистых песчаников средне-, верхнефранского и фаменского возрастов — на глубине 3100—3200 м (?), для известковых аргиллитов живетского возраста — на глубине 3400 м. При этом средняя пористость пород, практически лишенных сингенетического и диагенетического цементов, на уровне названной условной границы для двух первых типов равна 8—10, для третьего 12 и четвертого 15%, для аргиллитов 1,2%.

Экстраполяция приведенных на фигуре кривых и расчеты, выполненные для случая линейной корреляционной зависимости пористости от глубины залегания, показывают, что такой низкой средней пористостью (3,5%), какой характеризуются песчаники сероцветных отложений, породы девонского возраста достигнут на следующих уровнях от земной поверхности: полимиктовые песчаники и кварцевые алевролиты на глубине 4800 м, мелкозернистые кварцевые песчаники на глубине 5800 м, разнотернистые (крупно- и среднетернистые) песчаники на глубине 6200 м.

Следует подчеркнуть, что расчеты выполнены для пород, насыщенных водой. В нефте- и газонасыщенных песчаниках катагенетическая минерализация будет проходить менее активно, чем в пластовых водах, следовательно, пористость одноименных нефтегазонасыщенных пород на упомянутых глубинах должна быть соответственно выше расчетной.

ЛИТЕРАТУРА

- Веселовская М. М., Иванова Э. П., Клевцова А. А. Стадии формирования осадочных толщ досреднедевонских образований Русской платформы и вопросы их возраста. Стратигр. схемы палеозойских отложений. Додевон. Госгеолтехиздат, 1962.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1958.
- Копелиович А. В., Меняйленко П. А. О вторичных изменениях и минеральных новообразованиях в породах семилукского горизонта р-на Арчеда. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8, 1962.
- Копелиович А. В., Кошсовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. Бюл. Мос. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1960.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. К вопросу об изменении пористости песчаных пород с глубиной. Докл. АН СССР, т. 144, № 2, 1962.

Е-11

Волгоградский
научно-исследовательский институт
нефтяной и газовой промышленности

Дата поступления —
12.X.1963

ХРОНИКА

УДК 553.068.5

ВТОРОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ГЕОЛОГИИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ СССР

В. С. ТРОФИМОВ

С 12 по 17 февраля 1964 г. в Москве состоялось второе совещание по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых, организованное Научным советом по рудообразованию Отделения наук о Земле АН СССР и Государственным комитетом Совета Министров РСФСР по координации научно-исследовательских работ.

В работе совещания приняло участие свыше 300 человек, представлявших 74 научно-исследовательских и производственных организаций Академии наук СССР, академий наук союзных республик, Госгеолкомитета СССР (Главгеологии союзных республик и Министерство геологии и охраны недр Казахской ССР), Советов народного хозяйства и Министерства высшего и специального среднего образования СССР.

Совещание было посвящено рассмотрению результатов изучения геологии россыпей различных полезных ископаемых, методики их поисков и разведки и разработке основных направлений дальнейших работ по россыпям.

Совещание открыл председатель Научного совета по рудообразованию при Отделении наук о Земле АН СССР академик В. И. Смирнов.

Во вступительном слове председателя Государственного геологического комитета СССР члена-корреспондента АН СССР Сидоренко А. В. и в докладе Оргкомитета совещания было отмечено, что несмотря на очень длительный срок разработки россыпей в СССР они до сего времени не потеряли своей ведущей роли в добыче ряда важнейших полезных ископаемых. Так, в СССР из россыпей добывается платины (Урал) 100%, янтаря 100%, циркония 85%, золота 65—67%, алмазов 50%, титана 40%, олова 26% и т. п.

Было также указано, что добыча полезных ископаемых из россыпей обходится значительно дешевле добычи тех же полезных ископаемых из коренных месторождений. Так, например, добыча золота из россыпей обходится на 40% дешевле добычи его из коренных месторождений, россыпное олово более чем в два раза дешевле коренного и т. п.

За время между первым и вторым совещаниями по геологии россыпей советскими геологами были выявлены и разведаны россыпи золота на Чукотке, Северо-Востоке, Сибири, Дальнем Востоке и т. п., алмазов в Приленском районе в Якутии, титана и циркония в Европейской части СССР, Казахстане, Средней Азии, пирохлора в Восточной Сибири и т. д.

За этот отчетный период геологами-россыпниками был накоплен большой опыт по изучению закономерностей формирования и размещения россыпей различных полезных ископаемых, методике их поисков, разведки и опробования.

Однако наряду с успехами в области изучения россыпей имеется целый ряд весьма крупных недостатков.

До настоящего времени еще не ликвидирован разрыв между запросами практики геологоразведочного дела и состоянием теории образования и размещения различных генетических типов россыпей некоторых полезных ископаемых. Во многих научных учреждениях АН СССР и Госгеолкома СССР недооценивается значение россыпных месторождений полезных ископаемых в экономике нашей страны, а это влечет за собой свертывание теоретических работ по геологии россыпей.

В практику поисково-разведочных и научно-исследовательских работ очень слабо внедряются прогрессивные методы изучения россыпей — формационный анализ, составление палеогеографических карт эпох россыпеобразования, сейсмические методы разведки, вертикальное электроразведывание, радиоволновая и ультразвуковая локация и др.

Проводится недостаточно тщательное изучение эпох выветривания. Коры выветривания изучаются преимущественно с минералогической точки зрения, и в стороне остаются вопросы связи этих кор с россыпями.

Четвертичные отложения, к которым приурочено большинство известных россыпей, изучаются с точки зрения стратиграфии и установления границ между отделами этой системы, а многочисленные полезные ископаемые и в их числе россыпи, связанные с четвертичными отложениями, исследованиями почти не затрагиваются.

Слабо изучается литология древних метаморфизованных кластических пород, среди которых нередко встречаются крупные ископаемые россыпи и т. п.

Экспериментальные исследования процессов формирования россыпей проводятся в крайне незначительном объеме, не отвечающем запросам практики и теории. Отсутствует также тесная связь между научно-исследовательскими и производственными геологическими организациями, ведущими поиски, разведку и эксплуатацию россыпей.

Техническая вооруженность геологоразведочных партий и экспедиций во многих отношениях неудовлетворительная, отсутствуют совершенные геолого-проходческие, буровые, промывочные и другие агрегаты и т. п.

В заключение своего выступления председатель Госгеолкомитета СССР А. В. Сидоренко и Оргкомитет совещания обратили внимание участников совещания на необходимость самого тщательного и всестороннего изучения россыпей с тем, чтобы в кратчайший срок и с наименьшими затратами обеспечить нашу страну нужными ей полезными ископаемыми.

На пленарных заседаниях и на заседаниях секций золота и алмазов, титана и редких металлов всего было заслушано 59 докладов.

Теоретические вопросы образования различных генетических типов рыхлых отложений и связанных с ними россыпей были освещены в следующих докладах.

Е. В. Шанцер (ГИН АН СССР) указал, что группировка россыпей по генетическим типам отложений, хотя и является важной основой построения генетических классификаций россыпей, но отмечает лишь самые основные ее черты.

Среди россыпей, связанных с одним и тем же генетическим типом отложений, фактически существуют разные их типы, отличающиеся динамикой образования, морфологией и закономерностями локализации и распределения в толще отложений. Для разработки общей теории россыпеобразования и ее практических аспектов особо важно выделение именно подобных типов россыпей.

И. П. Карташев (ГИН АН СССР) осветил особенности образования отложений русловой фации аллювия и связанных с ней россыпей в различные динамические фазы развития рек.

А. А. Аксенов и др. (Ин-т океанологии АН СССР) остановился на изучении процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей. Он отметил, что захоронение аккумулятивных форм и сопутствующих им россыпей может происходить и в процессе неравномерной трансгрессии моря, и при его регрессии за счет перекрытия образованных россыпей эоловыми отложениями.

А. А. Сигов (Уральское геологическое управление) изложил результаты работ по изучению им исторической преемственности россыпей. По мнению докладчика, решающее значение в металлогении россыпей имеют эпохи пенепленизации и корообразования. Россыпная металлогения берет начало с эпохи первого пенеплена. Эта эпоха часто является главной металлогенической эпохой. При перестройке рельефа древние россыпи будут постепенно отдавать свои ценные компоненты в речные долины новой гидрографической сети.

Кроме того, были заслушаны доклады П. А. Волкова (Ин-т океанологии АН СССР) по экспериментальным исследованиям механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря и Н. В. Разумихина (Ленинградский ун-т) по моделированию аллювиальных процессов.

На секции золота и алмазов наибольшее число докладов было посвящено золотым россыпям.

Г. В. Фосс (Госгеолкомитет СССР) охарактеризовал районы россыпей в СССР, указав, что основными из них являются бассейны рек Колымы и Индигирки, Чукотка, Алдан, Приамурье, Забайкалье, Лена, Енисейский край, Урал и др.

Вопросы связи золотых россыпей с коренными источниками были затронуты в докладах И. С. Рожкова (Якутский филиал СО АН СССР) по Якутии, Е. Я. Синюгиной (ЦНИГРИ) по Южному Енисею и отчасти Б. Т. Корниенко (Красноярское геологическое управление) по Енисейскому краю и Восточным Саянам.

Связь золотых россыпей с тектоникой была показана в докладах И. Л. Шофмана и А. А. Сапрыкина (ЦНИГРИ) по бассейну р. Жуи, В. Н. Хрыпова (Уральское геологическое управление) по Восточному склону Северного Урала и отчасти Л. З. Палей (Главгеология Узбекской ССР) по Западному Узбекистану.

И. Л. Шофман и А. А. Сапрыкин показали, что неотектоника (вместе с климатом) определяет мощность и строение аллювия и тем самым строение россыпей. Характер неотектонических движений обуславливает также захоронение и размыв

древних погребенных россыпей. В областях опусканий преобладают погребенные россыпи, а в областях поднятий и погребенные, и террасовые, и русловые.

В. Н. Хрыпов устанавливает связь золотых россыпей Северного Урала с мезозойскими депрессиями (Верхне- и Среднечапинские, Вогульская, Лангурская и др.).

Л. З. Палей указал на возможность обнаружения в Западном Узбекистане погребенных золотых россыпей, обусловленных неотектоникой.

О роли ледниковых процессов, имеющих большое значение в сохранении или уничтожении золотых россыпей, на примере некоторых районов Сибири рассказывали Ю. П. Казакевич и Н. А. Вашко (ЦНИГРИ). Они указали, что в некоторых горных районах Восточной Сибири и Северо-Востока СССР не все долины покрывались ледниками. В долинах, не покрытых ледниками, возникали подпруженные озера, которые предохраняли от уничтожения существовавшие в этих долинах древние золотые россыпи.

В пологих и широких долинах без резких перегибов продольного профиля, занятых ледниками, выпавивания россыпей не происходило. Размыв россыпей в подобных областях обычно был связан с влиянием флювиогляциальных потоков в периоды наступания льдов.

О влиянии процессов солифлюкции на формирование золотых россыпей в Ленском районе сделал доклад Е. И. Тищенко (Иркутское геологическое управление). Он отметил слабое развитие в районе элювиальных, делювиальных россыпей и россыпей крутых логов и приуроченность более богатых россыпей к элементам рельефа южной экспозиции. Подобные явления он объясняет особой вязкостью, нечетким разделением жидкой и твердых фаз и высокой турбулентностью солифлюкционных потоков грунтов, в которых процессы концентрации золота сильно затруднены.

О закономерностях распределения золота в россыпях говорили Л. В. Ли (Северо-Восточный совнархоз) и Е. З. Горбунов (Госгеолкомитет СССР).

Л. В. Ли отметил, что россыпное золото (на правобережье бассейна Верхней Колымы) заключено в основном в россыпях голоценового возраста. Распределение металла в россыпях неравномерное: участки наибольшего накопления золота в одних случаях располагаются непосредственно у источника, а в других — на значительном удалении от него.

Е. З. Горбунов указал, что количество золота в россыпях Северо-Востока постепенно возрастает по мере удаления от коренного источника и достигает максимума примерно в конце первой трети длины промышленной части россыпи, в которой содержится и наиболее крупное золото. При наличии одного источника возникают золотые россыпи протяженностью не более 3—5 км.

Весьма важным и перспективным вопросом поисков золота на территории СССР являются поиски древних золотоносных конгломератов типа Витватерсрандских, дающих более 50% мировой добычи золота. Этому вопросу был посвящен доклад Ю. П. Ивенсена (Лаборатория осадочных полезных ископаемых). Он в пределах платформ и масс выделяет ряд формаций, особо благоприятных для обнаружения в них древних золотоносных конгломератов и указывает на возможность обнаружения подобных формаций на территории СССР.

О процессах растворения золота совещанию доложила С. В. Яблокова (ЦНИГРИ). Она привела интересные данные о широком распространении процессов образования «нового» золота в коре выветривания некоторых золоторудных месторождений Западной Якутии. Растворенное золото осаждается в россыпях, в которых образует пленки и дендриты на кластическом золоте.

Вопросам россыпной алмазности северо-востока Сибирской платформы были посвящены доклады Б. И. Прокопчука и Б. Н. Леонова (Аэрогеологический трест), М. А. Крутойярского (НИИГА) по Анабаро-Оленекскому междуречью, М. И. Плотниковой и др. (ВСЕГЕИ) по Приленскому району и др.

В этих докладах указывалось, что в пределах Якутии известны россыпи и отдельные находки алмазов в кластических породах нижнепермского, рзт-лейкасового, домерского, келловейского, нижневолжского, верхнемелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов, связанные с размывами кор выветривания различного возраста. Как правило, алмазные россыпи возникают на расстоянии до 25—50 км от коренного источника.

О возможных коренных источниках уральских алмазов сообщил Ю. И. Смирнов (ВСЕГЕИ). По его мнению, основная масса алмазов поступила в пределы Уральской геосинклинали с востока Русской платформы после образования Тимана.

Об оловянных россыпях Северо-Востока сделали сообщение Н. А. Шило и Г. Ф. Павлов (Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт СО АН СССР).

В. С. Трофимов (ГИН АН СССР) ознакомил совещание со слабо изученными янтарными россыпями. Он указал, что янтарь имеет довольно широкое распространение в Северном полушарии, но его промышленные скопления встречаются исключительно редко и приурочены к озерным и морским россыпям. Наиболее крупное месторождение янтаря находится на Замландском п-ове в Балтийском море.

За последние годы на территории СССР, особенно в его Европейской части, были обнаружены титано-циркониевые россыпи. Об общем их характере сделали доклады В. А. Блинов и др. (ВИМС) и С. И. Гурвич (Геолого-геохимический трест).

Геологические условия титано-циркониевых россыпей Русской платформы, Воронежского массива и Украинского кристаллического щита были охарактеризованы в докладах С. Н. Цимбал и др. (ИГН АН УССР) по Украине, М. Д. Эльянова и др. (УкрНИГРИ, трест Днепрогеология) по среднему Приднепровью, С. И. Гурвича (Геолого-геохимический трест) по Русской платформе и В. К. Белова (Волго-Донское геологическое управление) по юго-восточному склону Воронежского массива.

О цирконо-ильменито-рутиловых россыпях по Западной Сибири сделали сообщения В. А. Даргевич (СНИИГГИМС), Л. И. Григорьева (ЦНИГРИ), Ю. А. Бурмин и др. (Актюбинская геологоразведочная экспедиция) по Мугоджарам и их восточному и западному обрамлению.

Титановые россыпи Тимана были охарактеризованы в сообщениях О. С. Кочеткова (Коми филиал АН СССР) и В. А. Калюжного (ИГЕМ АН СССР). Докладчики отметили, что эти россыпи связаны со средне- и верхнедевонскими отложениями и возникли за счет размыва протерозойских метаморфических сланцев. Полезными компонентами россыпей являются рутиловый лейкоксен и в меньшей степени анатазовый и брукитовый.

Об элювиальной пироклоровой россыпи на карбонатитах доложили И. Ф. Гурев, И. И. Егоров и Е. А. Зверева (Иркутское геологическое управление и ЦНИГРИ). Эта россыпь связана с линейной корой выветривания мощностью 70—100 м. Концентрация пироклора в элювии в 2—3 раза выше, чем в невыветрелых породах.

Об особенностях возникновения россыпей в центральной части Кольского п-ова рассказали А. Д. Арманд и др. (Кольский филиал АН СССР).

Методика и техника составления карт прогнозов и россыпей была приведена в докладах М. Ф. Веклича (ИГН АН УССР), Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер (ЦНИГРИ) и Л. Е. Стороженко (Уральское геологическое управление), отметивших, что подобные карты должны составляться на литолого-структурной основе и сопровождаться картами новейших движений, а в областях оледенений и схемами этих оледенений. Для районов распространения древних россыпей М. Ф. Веклич рекомендует составление палеогеоморфологических карт.

Методика поисков и разведки различных генетических типов россыпей некоторых полезных ископаемых была рассмотрена в ряде докладов и детально освещена в специальном сообщении А. П. Божинского (ЦНИГРИ).

Кроме того, на совещании были сделаны сообщения о работе советских геологов в зарубежных странах. Так, о золотых и алмазных россыпях Западной Африки сделал доклад Г. П. Воларович (ЦНИГРИ), об оловянных россыпях Индонезии — Г. Б. Жилинский (ИГН АН КазССР) и о прибрежно-морских россыпях Южного Китая — А. И. Лисицын (Уральское геологическое управление).

В прениях выступило более 50 человек.

Совещание, обсудив доклады, единогласно приняло резолюцию, в которой определяются основные направления дальнейших работ по изучению, поискам и разведке россыпей различных полезных ископаемых и намечаются мероприятия к их осуществлению. Совещание, в частности, отмечает:

1. Необходимость расширения научно-исследовательских работ в теории образования и размещения россыпей различных полезных ископаемых в организациях АН СССР и союзных республик, Госгеолкомитета СССР и совнархозов.

2. Целесообразность дальнейшей разработки принципов и методики составления карт прогнозов по россыпям, особенно древним.

3. Необходимость усиления научного руководства по изучению россыпей путем создания научных и координирующих центров при основных институтах Госгеолкомитета СССР, одного в ВИМС'е по цветным, титановым и редкометалльным россыпям, а другого при ЦНИГРИ по благородным металлам и алмазам.

4. Необходимость повышения эффективности научно-исследовательских и поисково-разведочных работ внедрением в практику этих работ более совершенных методов исследований и оснащением их более современными приборами и оборудованием.

5. Необходимость создания нового научно-учебного пособия по геологии россыпей.

6. Целесообразность введения в курс геологических вузов и техникумов чтения лекций по «Геологии россыпей».

7. Желательность издания трудов второго совещания по россыпям и т. п.

Совещание выразило твердую уверенность, что геологи-россыпники СССР приложат все свои усилия к скорейшему созданию материально-технической базы коммунизма, предусмотренной программой КПСС и историческими решениями XXII съезда нашей партии.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

ЛЮСЬЕН КАЙЕ

(К столетию со дня рождения и двадцатилетию со дня смерти)

В. П. МАСЛОВ

Некоторые исследователи оставляют глубокий след в научной области, которой посвятили свою жизнь. Таким ученым был Л. Кайё — один из основоположников петрографии осадочных пород. В его время это был новый путь, новая отрасль геологических наук, и он тесно связал ее с минералогией, геохимией, палеонтологией и стратиграфией.

В первой половине своей геологической деятельности Л. Кайё проводил геологическую съемку, составлял детальные геологические карты, изучал стратиграфию и петрографию осадочных образований (листы Камбрэ, Ажнен, Лиль и Алэ). Именно в это время он приступил к детальному микроскопическому изучению терригенных и карбонатных осадочных пород мелового и третичного возраста. В течение этого периода (1887—1914 гг.) был накоплен огромный материал, послуживший основой для составления пособия по петрографическому исследованию осадочных пород — «Введение в изучение осадочных пород». Эта работа, вышедшая в 1916 г. и переизданная в 1931 г., не потеряла своего значения и до сих пор. Если минералогическая и методическая части сейчас несколько устарели, то микроскопические изображения обломков организмов в некоторых случаях остаются непревзойденными.

«Введение» стало классической работой, на нем учились многие исследователи как во Франции, так и в других странах. В СССР атлас и том объяснений к нему с подробными описаниями методик изучения микроскопии осадочных пород, минералов и обломков организмов были популярны в среде литологов и петрографов-осадочников. На его основе был составлен «Атлас карбонатных пород, часть I — Породообразующие организмы» В. П. Маслова.

Не менее интересными и важными были фундаментальные монографии и статьи, посвященные геохимии, петрографии и происхождению железистых руд, фосфоритовых, кремниевых и известковых пород. Эти породы Л. Кайё исследовал в течение всей своей жизни.

Фундаментальные работы Л. Кайё о кремниевых, карбонатных, железистых и фосфатных породах являются сводками-исследованиями, основанными как на литературных данных, так и на личных наблюдениях. Во всех этих работах Кайё применял петрографический метод изучения с детальной характеристикой минералогических, химических и органических особенностей породы и на этой основе пытался восстановить среду и условия образования осадка. В каждом отдельном случае Кайё широко использовал сравнительный анализ древних пород с современными аналогичными осадками, правда, только по литературным данным. Его работы — это не монографии в строгом смысле этого слова: в них одним вопросам уделено больше места и внимания, другим меньше, третьи затронуты лишь в общих чертах. Это определялось тем знанием, которое имел в тот момент тот или иной осадок.

Одним из типичных примеров исследования Кайё является сводка, посвященная карбонатным породам (Сауеух, 1935). В ней легко заметить (и это отмечается самим автором), что некоторым осадкам уделено значительно больше места, другим меньше: если доломитовые породы описаны на 126 стр., то оолитовым известнякам отведено 67 стр. Это вызвано огромным интересом к вопросу о происхождении оолитовых пород [у Кайё (Сауеух, 1929) в связи с оолитовыми железными рудами] в первых десятилетиях XX века. Достаточно вспомнить, что в период непосредственно предшествующий выходу в свет рассматриваемой монографии, у нас в СССР оолитами интересовались и занимались даже такие петрографы-магматисты, как А. Н. Заварицкий, не считая минералогов-осадочников, таких, как Е. В. Рожкова и др.

Необходимо отметить характерную особенность работ Кайё: их оформление и детальное расчленение на мелкие разделы очень облегчает читателю ориентировку в обширных томах. Так, в работе, посвященной карбонатным породам (Сауеух, 1935), одно оглавление занимает 10 страниц! Зато прочитав это оглавление, читатель получает полное представление о содержании и не нуждается в резюме, а интересующийся одной какой-нибудь породой быстро находит ее описание.

В каждом разделе монографии сделаны соответствующие выводы или поставлены вопросы для дальнейшего изучения. В краткой статье невозможно коснуться всех его заключений, но на одном из них мы остановимся, так как оно является не узко петрографическим, а общегеологическим.

Кайё доказывает, что некоторые карбонатные породы синхроничны образованию антиклиналов в меловом Парижском бассейне: «Отложения солей магия в Парижском бассейне совпадают с участками, где происходило максимальное нарушение равновесия,— пишет он.— ...Район наибольшей минерализации мела, не является ли он в то же время районом, где процессы складчатости достигали максимума интенсивности?» Эта постановка вопроса привела Кайё и к следующему заключению: «Антиклинальные складки во время роста или образования их на дне моря являлись одним из важнейших факторов отложения магнезиальных осадков». Но все же большинству доломитовых пород Кайё приписывает эпигенетическое происхождение. Анализ этой работы, как и других, завел бы нас слишком далеко, поэтому ограничимся лишь таким «фрагментарным обзором».

Еще более обширная монография, изданная в 1929 г. (Сауеух, 1929), посвящена кремниевым породам Франции. Работа разделена на три большие части: кремниевые породы 1) органического, 2) минерального и 3) химического происхождения. Первым отведено 145 стр., вторым — 116 стр. и третьим — 252 стр. Несмотря на преобладание пород минерального и химического генезиса, совершенно отчетливо выступает огромная роль организмов в образовании кремниевых пород, что хорошо иллюстрировано фотографиями и подчеркнутой в выводах. Выводы в данной работе более минералогичные и меньше касаются геологии, с которой в работе о карбонатных породах была очень тесная связь.

Одним из важных химико-петрографических выводов является утверждение Кайё (в противоположность прежним его взглядам) о том, что изучение кремниевых пород не дает возможности говорить о преобразованиях, в которых бы сказались их мелкие постепенные изменения с течением времени. Породы остаются такими же, как и в начале, пока их не метаморфизует орогенический или эруптивный процесс после их образования. Иными словами, они не испытывают минералогической эволюции со времени образования. Кайё образно назвал их «мертвыми» породами.

Работы Кайё в области оолитовых железных руд и фосфатных осадочных пород Франции и Северной Африки (Сауеух, 1939) привели к некоторым интересным заключениям. Как те, так и другие породы, по Кайё, образовались в поднимавшихся бассейнах, «затронутых нарушением равновесия, испытывавших влияние течений». При этом приходится допускать большую или меньшую удаленность от берегов суши, при наличии в то же время условий литорали или сублиторали. Кайё не находил аналогичных условий в современных морях. Эта мысль подчеркивается им во многих местах. Так, например, в последние годы своей жизни Л. Кайё (Сауеух, 1941) опубликовал брошюру «Древние и современные причины геологических процессов», содержащую основные выводы его больших работ. Эти выводы имеют некоторый философский характер, так как автор утверждает, что в современных морских условиях нет аналогов осадкам, которые образовывались в меловом периоде. Рассматривая последовательно условия образования фосфатов мела Франции и Африки, железистых оолитовых руд и кремней, а также процессы, протекавшие на дне древнего моря, Л. Кайё неоднократно подчеркивает отсутствие таких примеров в современном осадкообразовании. В частности, образование грубообломочных осадков из пород того же горизонта в открытом море без приноса материала с суши кажется Л. Кайё процессом, неизвестным в современных морях. Эти «нарушения равновесия» местного значения называются им «древними причинами» в отличие от «современных причин» Ч. Лайеля. Он подчеркивает, что «отсутствие нарушения равновесия в современных морях» контрастирует с «цепью явлений, которые, кажется, принадлежат лишь прошлым эпохам». Эти выводы, так хорошо, казалось бы, подтвержденные анализом меловых осадков, недостаточно обоснованы для современных осадков, если их понимать не как момент современного состояния, а как некоторый, достаточно длительный, геологический период.

Необходимо заметить, что явления цунами и подводных оплываний не были затронуты Кайё, и общая картина современных процессов на дне моря ему не была известна. Некоторые его положения с современной точки зрения могут быть объяснены иначе, чем сделал этот замечательный микроскопист и литолог.

В процессе литологической и геологической работ Кайё также затрагивал и некоторые микропалеонтологические вопросы. Им были найдены в докембрии радиолярии и иглокожие (Сауеух, 1894), а также фораминиферы (Сауеух, 1894) и губки (Сауеух, 1895). Его труды по стратиграфии касались главным образом мезозоя Греции и о. Крита,

в них он рассматривал также тектонику и метаморфические породы. В своих минерало-петрографических работах Кайё показал себя выдающимся исследователем.

Л. Кайё обладал приятной внешностью, прямою, изящным языком, умом и огромным трудолюбием. Это редкое сочетание качеств обусловило успехи в жизни и в исследованиях. Его работы неоднократно премировались разными учреждениями и обществами (10 премий), он был избран председателем Геологического общества Франции (1907—1935 гг.) и членом ряда обществ, а также действительным членом Французской сельскохозяйственной академии, членом-корреспондентом Российской академии наук и почетным членом Румынской академии. Л. Кайё значительную часть жизни преподавал геологические дисциплины, многие исследователи считают его своим учителем.

Не имея возможности привести список всех печатных работ Кайё, насчитывающий более 240 трудов, мы приведем здесь лишь цитированные в настоящей статье.

ЛИТЕРАТУРА

- С а у е у х L. 1894. Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. Bull. Soc. géol. France, 3 sér., t. 22, p. 197—228.— 1894. Sur la présence de restes de Foraminifères dans les terrains précambriens de Bretagne. Compt. rend. Acad. sci., t. 118, p. 1433—1435.— 1895. De l'existence de nombreux débris de Spongiaires dans le Précambrien de Bretagne. Compt. rend. Acad. sci., t. 120, p. 279—282.— 1922. Les minerais de fer oolithique de France. II. Minerais de fer secondaires. Etude des gîtes min. de la France.— 1929. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris.— 1931. Introduction à l'étude des roches sédimentaires Paris.— 1935. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcaires et dolomies). fasc. I et II. Paris.— 1939. Les phosphates de chaux sédimentaires de France.— Etude des gîtes min. de la France, t. I.— 1941. Causes anciennes et causes actuelles en géologie. Paris.
-

**ИНФОРМАЦИЯ О КНИГАХ ПО ЛИТОЛОГИИ ЗА 1954—1962 гг.,
ИМЕЮЩИХСЯ В ПРОДАЖЕ В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»**

1954 г.

1. Труды ИГН, вып. 156. Г. И. Бушинский. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины — 26,4 л.
2. Труды ИГН, вып. 151. Ю. А. Жемчужников, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков и др. Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса — 21,3 л.

1956 г.

1. В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова и др. Атлас микроструктур углей Донецкого бассейна — 10,5 л.
2. Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков, Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна — 27,0 л.
3. Коллектив авторов. Современные осадки Каспийского моря — 24,5 л.
4. Труды ИГН, вып. 160. В. П. Маслов. Породообразующие известковые водоросли СССР — 32,7 л.
5. Труды ГИН, вып. 4. Н. М. Страхов, И. В. Хворова и др. Типы доломитовых пород и их генезис — 36,6 л.

1957 г.

1. К. К. Зеленев. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Труды ГИН, вып. 8—9,9 л.

1958 г.

1. И. В. Хворова. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы — 23,7 л.

1959 г.

1. Л. Н. Формозова. Железные руды Северного Приаралья. Труды ГИН, вып. 20—35 л.
2. Труды ГИН, вып. 23. Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, М. А. Глаголева. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа — 19,1 л.
3. Труды ГИН, вып. 15. Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна — 29 л.

1960 г.

1. Труды ГИН, вып. 33. Н. А. Архангельская, К. К. Зеленев, В. И. Григорьев. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы — 20,2 л.
2. Труды ГИН, вып. 34. А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. И. Муравьев. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины — 25,0 л.

1961 г.

1. Труды ГИН, вып. 37. И. В. Хворова. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала — 30,0 л.
2. Труды ГИН, вып. 47. Ю. А. Лаврушин. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея — 7,7 л.
3. Труды ГИН, вып. 56. В. И. Елисеев. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины — 17,0 л.

1962 г.

1. Труды ГИН, вып. 63. А. Г. Коссовская. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья — 20,0 л.
2. Труды ГИН, вып. 70. И. М. Варенцов, Л. Н. Формозова. Осадочные руды железа и марганца (опыт геохимического и формационного исследований) — 15,5 л.
3. Труды ГИН, вып. 71. З. М. Старостина. Сидеритовые железорудные формации рифейских отложений западного склона Южного Урала — 11,0 л.

ОТКРЫТА ПОДПИСКА

НА НОВЫЙ ЖУРНАЛ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

НА 1965 ГОД

ГЕОТЕКТЕНИКА

В журнале будут публиковаться достижения в области изучения строения земной коры и земного шара в целом по геологическим и геофизическим данным. Его задачей является содействие развитию научно-исследовательских работ по тектонике и обмен опытом между геологами различных научных учреждений, производственных организаций и вузов СССР.

Журнал будет освещать общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магнетизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых. В журнале будут освещаться достижения по тектонике зарубежных стран.

Подписная цена на год за 6 номеров — 7 р. 20 к.

Подписка принимается в пунктах подписки «Союзпечать», отделениях связи, городских и районных узлах связи, почтамтах, общественными распространителями печати на предприятиях в учреждениях и организациях.

Подписка принимается также отделениями и магазинами «Академкнига» и конторой «Академкнига» по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10.

«АКАДЕМКНИГА»